IV-15.770

Nicolae Anastasiu
Marius Popa Dumitru-Relu Roban

# SISTEME DEPOZIȚIONALE

ANALIZE SECVENȚIALE ÎN CARPAȚI ŞI DOBROGEA

Editura Academiei Române

BCU BIBLIOTECA CENTRALĂ UNIVERSITARĂ LIBRARY

BIBL. CENTR. UNIV.
M. „EMINESCU" IAȘI
GEOLOGIE-GEOGRAFIE
IV - 15.770

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

# SISTEME DEPOZIȚIONALE
## Analize secvențiale în Carpați și Dobrogea

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

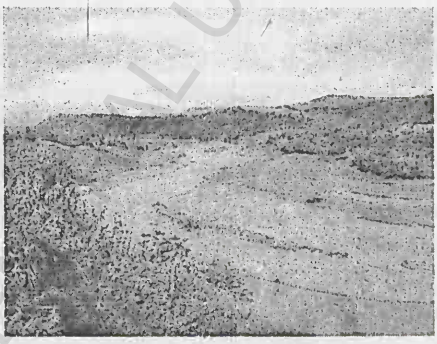
# DEPOSITIONAL SYSTEMS
## Sequence analyses in the Carpathian Mountains and Dobrogea

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

NICOLAE ANASTASIU
MARIUS POPA
DUMITRU-RELU ROBAN

# Sisteme depoziționale

## Analize secvențiale în Carpați și Dobrogea



0000 00 662 117

Editura Academiei Române
București, 2007

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Copyright © Editura Academiei Române, 2007.
Toate drepturile asupra acestei ediții sunt rezervate editurii.

Adresa: EDITURA ACADEMIEI ROMÂNE
Calea 13 Septembrie, nr. 13, Sector 5
050711, București, România
Tel: 4021-318 81 46, 4021-318 81 06
Fax: 4021-318 24 44
E-mail: edacad@ear.ro
Adresa web: www. ear.ro

Referent științific: NICOLAE PANIN

**Descrierea CIP a Bibliotecii Naționale a României**

**Sisteme depoziționale : analize secvențiale în Carpați și Dobrogea** / Nicolae Anastasiu, Marius Popa, Dumitru Relu-Roban. - București : Editura Academiei Române, 2007
ISBN 978-973-27-1623-6

I. Popa, Marius
II. Relu-Roban, Dumitru

55(498)(23 Carpați)
55(498.8)

Volumul a apărut cu sprijinul „Companiei PETROM–Grup OMW", căreia îi aducem sincere mulțumiri.

Părți din carte au făcut și obiectul a două granturi de cercetare 13GR/2007 și 2915/2004–2006 CNCSIS, Ministerul Educației și Cercetării.

Redactor: ALEXANDRA TUDOR
Tehnoredactor: CĂTĂLINA RADU, LUIZA DOBRIN
Coperta: NICOLETA NEGRUȚ

Bun de tipar: 18.12.2007. Format: 16/70 × 100.
Coli de tipar: 38 + 10 planșe color
C.Z. pentru biblioteci mari: {629.19:526(498) / 526:629.19(498)}
C.Z. pentru biblioteci mici: 62

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

# CUPRINS


Contents ..... 7
Cuvânt înainte ..... 9
Introducere ..... 11

PARTEA I

**1. Concepte, unităţi depoziţionale şi faciesuri** ..... 19
1.1. Holarhie şi analiză sistemică ..... 20
1.2. Unităţi depoziţionale: faciesuri şi secvenţe ..... 23
1.3. Limite şi discontinuităţi ..... 32

**2. Factorii sistemului: astronomici şi globali** ..... 34
2.1. Dinamica Globului terestru. Tectonica plăcilor ..... 34
2.2. Aria-sursă şi spaţiul depoziţional ..... 43
2.2.1. Criterii şi metode; sisteme de referinţă ..... 45
2.2.2. Spaţiul depoziţional ..... 55
2.3. Relieful şi clima ..... 60
2.3.1. Relieful terestru ..... 60
2.3.2. Clima şi efectele schimbărilor climatice ..... 63
2.4. Mişcările eustatice şi tectonica ..... 77
2.4.1. Eustatismul şi oscilaţiile de nivel ..... 78
2.4.2. Efectele mişcărilor eustatice – transgresiuni şi regresiuni ..... 81
2.4.3. Mişcările tectonice şi subsidenţa bazinului ..... 89
2.5. Procesul de sedimentare: aportul de sedimente ..... 92
2.5.1. Procese mecanico-fizice ..... 92
2.5.2. Procese chimice ..... 99
2.5.3. Procese biotice ..... 100
2.5.4. Rate şi mecanisme de acumulare a sedimentelor ..... 102
2.5.5. Megacorpuri sedimentare: cortegii şi secvenţe depoziţionale ..... 105

**3. Sedimentarea ciclică şi disciclică. Hazarde naturale** ..... 117
3.1. Evenimente şi produse ciclice. Cauze şi efecte ..... 118
3.2. Evenimente şi produse disciclice. Hazarde naturale ..... 126

PARTEA a II-a

**4. Sisteme depoziţionale** ..... 137

*Sisteme continentale*

4.1. Sistemul deşertic ..... 137
4.2. Sistemul glaciar ..... 155
4.3. Sistemul fluviatil ..... 174
4.4. Sistemul lacustru ..... 214

*Sisteme de tranziţie*

4.5. Sistemul deltaic ..... 233
4.5.1. Fan delte şi delte grosiere ..... 241
4.5.2. Delte comune (*river delta*) ..... 254


BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

4.6. Sistemul costier-litoral ..... 272
4.7. Sistemul evaporitic ..... 296

*Sisteme marine şi oceanice*
*(Ape puţin adânci şi ape adânci)*

4.8. Sistemul neritic (sistemul şelfului) ..... 318
4.8.1. Sistemul şelfului clastic ..... 321
4.8.2. Sistemul şelfului carbonatic ..... 339
4.9. Sisteme batiale şi abisale ..... 356
4.9.1. Subsistemul clinoformelor (domeniul batial) (conturite şi complexe turbiditice) 356
4.9.2. Subsistemul fondoformelor (domeniul abisal şi hadal) ..... 382

PARTEA a III-a

**5. Studii de caz. Analize secvenţiale şi reconstituiri sistemice** ..... 401

*Secvenţe de facies din unităţi orogene ale Carpaţilor*

5.1. Grupul de Piatra Craiului ..... 403
5.2. Formaţiunea Unitatea de Lepşa – Piatra Strei ..... 409
5.3. Formaţiunea Stratele de Tisaru ..... 414
5.4. Grupurile de Măgura şi Poiana Botizei ..... 419
5.5. Formaţiunea Gresiei de Tarcău ..... 426
5.6. Formaţiunea de Prislop ..... 433
5.7. „Faciesul" bituminos cu gresie de Kliwa ..... 438
5.8. Conglomeratele de Brebu / Formaţiunea de Doftana / Formaţiunea cenuşie ..... 449
5.9. Formaţiunea marno-grezoasă ..... 458
5.10. Formaţiunea calcaroasă de la Tureni–Buru ..... 464

*Secvenţe de facies din depresiuni interne*

5.11. Formaţiunile de Jibou şi Valea Nadăşului ..... 470
5.12. Grupul de Turea ..... 476

*Secvenţe de facies din unităţi de foreland;*
*platforme şi arii depresionare*

5.13. Formaţiunea de Abrămuţ ..... 480
5.14. Formaţiunea siliciclastică de la Clit ..... 485
5.15. Unitatea sedimentară nisipoasă din cariera Jilţ ..... 491
5.16. Formaţiunea siliciclastică de la Topolog ..... 497
5.17. Formaţiunea siliciclastică de la Vătăşeşti–Olt ..... 504
5.18. Formaţiunea de Cheia ..... 515

*Secvenţe de facies din Dobrogea, Delta Dunării şi Marea Neagră*

5.19. Formaţiunea de Histria ..... 524
5.20. Formaţiunea de Carapelit ..... 530
5.21. Delta Dunării. Unităţi morfologice şi depoziţionale ..... 535
5.22. Marea Neagră. Litoralul românesc ..... 540

Bibliografie ..... 547
Planşe
Summary ..... 581
Index ..... 599

BCU IAŞI - CENTRALA UNIVERSITY LIBRARY

# CONTENTS


Foreword ..... 9
Introduction ..... 11

PART I

**1. Concepts, depositional units and sedimentary facies** ..... 19
1.1. Holarcy and systemic analysis ..... 20
1.2. Depositional units: facies vs. sequences ..... 23
1.3. Bounding surfaces and discontinuities ..... 32

**2. Factors controlling sedimentation and associated effects: from global to local** ..... 34
2.1. Earth dynamics. Plate tectonics and associated effects ..... 34
2.2. Source areas vs. basins ..... 43
2.2.1. Criteria and methods in source areas reconstitutions ..... 45
2.2.2. Basins as depositional environments ..... 55
2.3. Topography and climate ..... 60
2.3.1. Topography ..... 60
2.3.2. Climate-climate changes and associated effects ..... 63
2.4. Eustasy vs. subsidence ..... 77
2.4.1. Eustatic movements and sea level changes ..... 78
2.4.2. Eustatic movements effects – trangressions and regression ..... 81
2.4.3. Tectonic regime and basin subsidence ..... 89
2.5. Sedimentary processes ..... 92
2.5.1. Physico-mechanical processes ..... 92
2.5.2. Chemical processes ..... 99
2.5.3. Biotic processes ..... 100
2.5.4. Sedimentation rates and mechanisms of sedimentation ..... 102
2.5.5. Large-scale architectures: systems-tracts and depositional sequences ..... 105

**3. Cyclic vs. catastrophic (event) sedimentation. Natural hazards** ..... 117
3.1. Cyclic events and products: from cause to effect ..... 118
3.2. Event sedimentation and associated products: natural hazards ..... 126

PART II

**4. Depositional systems** ..... 137

*Continental systems*

4.1. Eolian systems (Desert systems) ..... 137
4.2. Glacial systems ..... 155
4.3. Fluvial and alluvial fan systems ..... 174
4.4. Lacustrine systems ..... 214

*Transitional systems*

4.5. Deltaic systems ..... 233
4.5.1. Fan delta systems ..... 241
4.5.2. River (common) Deltas ..... 254


BCU Cluj / Central University Library

4.6. Coast seashore systems ..... 272
4.7. Evaporite systems ..... 296

*Marine systems*
*(shallow-water and deep sea) systems*

4.8. Shallow-water systems ..... 318
4.8.1. Clastic shelves ..... 321
4.8.2. Carbonate shelves ..... 339
4.9. Deep sea systems ..... 356
4.9.1. Conturites and turbidite systems ..... 356
4.9.2. Abyssal plains ..... 382

PART III

**5. Case studies – sequence analyses and paleoenvironmental reconstructions.** ..... 401

*Facies sequences of the Carpathian Orogen*

5.1. Piatra Craiului Group ..... 403
5.2. Lepşa–Piatra Strei Unit ..... 409
5.3. Tisaru Layers Formation ..... 414
5.4. Măgura and Poiana Botizei Groups ..... 419
5.5. Tarcău Sandstone Formation ..... 426
5.6. Prislop Formation ..... 433
5.7. Kliwa Sandstone Formation ..... 438
5.8. Brebu Conglomerates / Doftana Formation / Grey Formation ..... 449
5.9. Marl – Sandy Formation ..... 458
5.10. Tureni–Buru Formation ..... 464

*Facies sequences of the Internal Basins*

5.11. Jibou and Valea Nadăşului Formations ..... 470
5.12. Turea Group ..... 476

*Facies sequences of the Carpathian Foreland*

5.13. Abrămuţ Formation ..... 480
5.14. Siliciclastic Clit Formation ..... 485
5.15. Sandy sedimentary unit from Jilţ Quarry ..... 491
5.16. Siliciclastic Topolog Formation ..... 497
5.17. Siliciclastic Vătăşeşti–Olt Formation ..... 504
5.18. Cheia Formation ..... 515

*Facies sequences of Dobrogean Units*

5.19. Histria Formation ..... 524
5.20. Carapelit Formation ..... 530
5.21. The Danube Delta. Morphological and depositional units ..... 535
5.22. The Black Sea. Romanian coastline. ..... 540

References ..... 547
Plates
Summary ..... 581
Index ..... 599

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

# CUVÂNT ÎNAINTE

Considerată o disciplină tânără printre cele care definesc universul larg al Ştiinţelor Pământului, *Sedimentologia*, ca ştiinţă despre geneza sedimentelor, s-a dezvoltat în decadele din urmă şi a impus desprinderea unor concepte noi şi, mai apoi, a unor discipline noi. Astfel, *Sistemele depoziţionale* şi *Stratigrafia secvenţială* constituie un prim exemplu.

*Sistemele depoziţionale* acoperă marile domenii de sedimentare şi produsele care se găsesc în ele sau, altfel spus, faciesurile specifice fiecărei ambianţe sedimentare, asociaţiile de faciesuri, arhitectura corpurilor sedimentare în care se regăsesc. Ele prezintă o mare importanţă pentru explorarea rezervoarelor de hidrocarburi, a acumulărilor de cărbuni sau, de multe ori, a concentraţiilor minerale utile (metalifere şi nemetalifere). În căutarea acestor resurse şi într-o mai exactă evaluare a potenţialului lor economic se află, de fapt, interesul pe care lumea geologică l-a acordat sistemelor depoziţionale.

Aparent, studiul sistemelor depoziţionale continentale, de tranziţie sau al celor marine şi oceanice vizează trăsăturile şi „poziţia" sedimentelor actuale. De fapt, în lumea geologilor se ştie clar că scopul nedeclarat al cercetării sedimentelor actuale în cadrul lor depoziţional îl constituie înţelegerea şi descifrarea legilor care au generat vechile secvenţe sedimentare de la sfârşitul Proterozoicului şi în tot timpul Phanerozoicului.

Atenţia acordată problematicii sistemelor depoziţionale este evidentă atunci când răsfoim programele reuniunilor ştiinţifice organizate sub egida IUGS (*International Union of Geological Sciences*), cum ar fi cele ale IAS, SEPM sau în cooperare cu acestea (AAPG). Revistele şi Buletinele ştiinţifice editate de aceste organizaţii (*Sedimentology, AAPG Buletin, Journal of Sedimentary Research, Sedimentary Geology*) exprimă clar, prin conţinutul lor, ponderea pe care studiul sistemelor depoziţionale o are în lumea geologică de astăzi.

Pentru autorii lucrării de faţă, noutăţile înregistrate în acest domeniu în anii '90 şi 2000 au fost o provocare. Experienţa acumulată în activitatea cu studenţii de la Facultatea de Geologie şi Geofizică a Universităţii din Bucureşti şi obligaţia pe care aceştia au simţit-o de a aduce la zi şi a promova un domeniu şi o disciplină care riscau să rămână în urmă au motivat conceperea acestui volum.

Acestor motive li se adaugă interesul crescând al companiilor cu profil geologic din domeniul hidrocarburilor şi al concentraţiilor metalifere, în special aurifere, pentru problemele legate de explorarea rezervoarelor de hidrocarburi (structurilor petrolifere) sau a unor corpuri mineralizate. Cursul ţinut de mai mulţi ani la Centrul de perfecţionare al PETROM–OMW pentru geologii companiei ne-a apropiat mult de problemele concrete şi necesităţile echipelor de explorare.

Învăţământul european modern de nivel universitar şi postuniversitar are în programele sale masterale şi doctorale una sau mai multe discipline desprinse din

B.C.U. „M. EMINESCU" IAŞI
GEOLOGIE-GEOGRAFIE

trunchiul, deja solid, al *Sistemelor depoziționale*. Preocupările noastre curente, precum şi faptul că structura şi evoluția geologică a spațiului carpato-dunărean sunt aşa de generoase cu „secvențele sedimentare", care aşteaptă adaptări severe privind reconstituirea mediilor depoziționale, constituie imbolduri pentru a răspunde noilor cerințe.

Pe lângă contribuțiile originale ale autorilor, volumul de față sintetizează multe idei şi concepte izvorâte din experiența şi efortul a numeroşi sedimentologi de prestigiu pe care i-am cunoscut personal, precum R. Weimer, H. Reading, T. Reyer, G. Ghibaudo, H. Okada, O. Cătuneanu, D. Bernoulli, P. Erickson, G. Nichols, sau ale căror lucrări de referință le-am consultat şi, evident, citat.

Progresul înregistrat în acest domeniu, datele publicate în diverse articole sau tezele de doctorat susținute pe marginea faciesurilor sedimentare şi a semnificațiilor lor depoziționale ne-au ghidat spre o selecție şi o prezentare a lor în acest volum sub forma „Studiilor de caz". Intenția urmărită a fost aceea de a sublinia contribuțiile autorilor respectivi la progresul Sedimentologiei.

Sugestii utile ne-au fost făcute de Profesorul academician *Mircea Săndulescu* şi de *Nicolae Panin*, membru corespondent al Academiei Române, cărora autorii le aduc sincere mulțumiri.

Drumul de la documentare la elaborarea cărții şi până la publicarea sa a fost îndelungat, iar pe tot acest traseu ne-am bucurat de sprijinul celor apropiați, al colegilor, studenților sau foştilor noştri studenți. Fără suportul lor, manifestat într-un fel sau altul, dar întotdeauna cu dăruire, cartea ar fi intrat mai greu şi mai târziu sub incidența tiparului.

Cursul de *Sisteme depoziționale* l-am introdus la Universitatea din Bucureşti la începutul anilor '90, unde am beneficiat de sprijinul colegilor noştri, prin numeroase discuții legate de acest subiect, purtate atât pe teren, cât şi în laborator, precum şi prin informații şi imagini fotografice oferite de aceştia. În acest context, îi amintim pe conf. dr. *Cristina Panaiotu*, dr. *Bogdan Vârban*, dr. *Daniela Vlad*, dr. *Mihaela Reyer*, *Liviu Iordache, Nic. Dedu*, dr. *Christian Derer* şi *Daniel Manuchian*, însuşindu-şi *End-note*-ul, ne-a ajutat, permițându-ne ordonarea şi „limpezirea" listei bibliografice.

De asemenea, dorim să-l amintim pe regretatul *Radu Frățilă,* geolog din mai tânăra generație, care ne-a adus în format electronic multe texte şi elemente grafice.

Textul integral s-a bucurat de o lectură atentă din partea *Viorelei Anastasiu*, cea care, în multe rânduri, în calitate de redactor, a contribuit la reuşita editorială a numeroase cărți de geologie. Recunoştința noastră i se adresează fără rezerve.

Soțiilor noastre, *Viorela*, *Doina* şi *Claudia*, pentru înțelegerea şi sprijinul acordat, caldele noastre mulțumiri.

* * *

Pentru tipărirea acestui volum, am primit sprijinul generos al conducerii Companiei PETROM–Grup OMW, căreia îi aducem sincere mulțumiri.

Acum, cartea aşteaptă lectura atentă a celor interesați – geologi, geofizicieni, geomorfologi, geografi, pedologi, hidrologi, oceanografi, specialişti în problemele mediului înconjurător şi ale protecției lui.

Bucureşti, noiembrie, 2007 *Autorii*

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

# INTRODUCERE

Suitele sedimentare ce intră în alcătuirea părții superioare a scoarței terestre și care fac obiectul de studiu al stratigrafilor, sedimentologilor, paleontologilor, petrografilor, geologilor de petrol etc. închid în ele cheile descifrării istoriei trecute a Pământului.

Tehnicile avansate au confirmat prezența primelor forme de viață în formațiuni geologice cu o vârstă de 3,6 miliarde de ani. De atunci și până astăzi, procese naturale exogene, de natură fizică, chimică sau biotică, și-au pus amprenta asupra produselor pe care le-au generat: unități depoziționale cu trăsături litologice și biotice specifice mediilor în care s-au format.

Corpurile geologice astfel generate, alcătuite din stive de sedimente cu arhitecturi dintre cele mai variate – *strate, pânze, conuri, bare, canale* – reflectă morfologia „bazinelor" în care s-au depus și constituie, în același timp, sediul unor resurse minerale și energetice importante. Pentru acest din urmă motiv, gradul de interes pentru buna lor cunoaștere a crescut necontenit. Geologii le-au utilizat, însă, și pentru reconstituirea mediilor în care s-au format, considerând că formațiunile exogene pot avea mai mult decât rolul de a marca – prin prezența fosilelor – treptele geologiei istorice.

Odată cu dezvoltarea tehnicilor de investigație directă – *microscopia optică* și *electronică, datările radiometrice, magnetostratigrafia, studiul izotopilor stabili, analizele palinologice, fission-track*-ul, *calcimetria, catodoluminiscența, studiul materiei organice* – sau a celor geofizice, instrumentale, la o scară mai mare – *stratigrafia seismică, carotajul geofizic*, prin achiziția datelor oferite de *potențialul spontan, rezistivitate, gamma ray, analiza neutronică și sonică, microrezistivitatea* și utilizarea teledetecției (*remote sensing*) prin *aerofotogrametrie, imagini satelitare și radar, înregistrarea variațiilor electromagnetice* – a crescut gradul de cu-noaștere a formațiunilor exogene. În paralel cu impunerea noilor ipoteze vizând dinamica plăcilor crustale, colmatarea bazinelor de sedimentare, curgerea sedimentelor și viața în condiții extreme, s-au conturat noi exigențe privind cunoașterea mediilor în care s-au acumulat și evoluat sedimentele. Interdisciplinaritatea a devenit o condiție pentru cercetări sedimentologice și stratigrafice de succes.

În ultimii ani, reconstituirea „ariilor-sursă" (*sandstone provenance* – Zuffa, 1985) care au generat detritus agenților de transport, precum și reconstituirea condițiilor paleoclimatice și a mediilor de sedimentare în care s-au plasat bazinele de acumulare și conservare a produselor exogene au devenit provocări noi pentru sedimentologi.

În prezent, informația sedimentologică referitoare la procesele care au generat sedimente și la produselor lor – trăsăturile granulometrice, morfometrice, structurale, diagnosticul petrografic, datele paleontologice – floristice și faunistice cu privire la tipuri și asociații biotice, cele stratigrafice despre unități și vârste,

BUCHAREST UNIVERSITY LIBRARY

devin (sau au devenit) un „instrumentar" care stă la baza unor corelări permanente, prin integrarea lor într-un sistem interdisciplinar și transdisciplinar, care să permită elaborarea de modele geologice spațiale și temporale.

Pentru că unitatea de măsură a suitelor sedimentare identificate în foraje (carote) sau în deschideri naturale (aflorimente) este *faciesul sedimentar* în accepțiunea lui modernă – *o entitate depozițională cu proprietăți omogene, bine delimitată în timp și definită de condiții genetice identice, capabile să permită, prin interpretări valide, reconstituirea pertinentă a ambiantelor sedimentare* – analiza completă, *strat cu strat*, a acestor edificii sedimentare (secvențele) a devenit o abordare obligatorie atunci când vrem să construim modele tridimensionale (*modele de facies*) și, implicit, să definim arhitectura (geometria) corpurilor de roci și potențialul lor mineral sau energetic.

Într-un astfel de context și cu astfel de priorități științifice, înțelegerea și cunoașterea domeniilor de sedimentare a impus reguli noi și abordări mai riguroase; limbajul, la rândul lui, a trebuit să fie adecvat acestor scopuri.

*Unde? Când? Cum?* Rămân întrebările directe la care ar trebui să răspundem, iar relațiile *cauză–efect*, *efect–cauză* vor constitui „tandemuri" inerente în validarea modelelor.

Cadrul sedimentologic acceptat astăzi pentru a fixa, descrie și interpreta factori, procese, faciesuri și asociații de faciesuri, corpuri de sedimente cu arhitecturi (geometrii) specifice și limite clare îl constituie *sistemul depozițional* – o categorie modernă care tinde să înlocuiască și să dezvolte, cu multiple nuanțe, noțiunile de *mediu de sedimentare* și *domeniu de sedimentare*.

Lucrări fundamentale apărute constant în ultima vreme tratează exhaustiv aceste probleme și justifică interesul nostru pentru subiect (Galloway, 1983; Walker, 1984; Boggs, 1987; Blatt, Berry, Brande, 1991; Davis, 1992; Hamblin, 1992; Walker, 1992; Reading, 1996; Selley, 1996; Miall, 1997; Einsele, 2000).

În textul volumului de față, am urmărit să definim și să dezvoltăm acest concept, extinzându-l, apoi, asupra teritoriului carpatic și dobrogean.

Aparent, *principiul actualismului* ar trebui să guverneze permanent încercările geologilor de a găsi criterii și dovezi pentru a reconstitui condițiile de sedimentare din trecut.

*Ce ar putea deosebi mediile naturale actuale din zonele deșertice, glaciare, fluviale, lacustre, deltaice, marin-oceanice...de cele din trecut?*

Răspunzând la această întrebare, trebuie să avem în vedere diferențele posibile legate de ritmurile de sedimentare, energiile ambientale, ratele mișcărilor tectonice și natura lor – regimurile compresionale și extensionale, durata ciclurilor eustatice etc. Vom găsi, cu siguranță, în vechile secvențe sedimentare, faciesuri nuanțate și trăsături inedite care vor completa spectrul de proprietăți ale mediilor actuale.

Un examen atent al mediilor naturale de astăzi – din punct de vedere al trăsăturilor sedimentologice – este lipsit de factorul *timp*. Or, acesta, este materializat în feluri diferite și în suprafețele de discontinuitate sau limitele care separă, în coloanele litologice fanerozoice, unitățile depoziționale între ele. Istoria condensată a proceselor de sedimentare în diverse sisteme depoziționale surprinde,

alături de dinamica sedimentelor, exprimată în structuri sedimentare sau trăsături stratonomice, şi momente de hiatus, cu efectele lor fizice, chimice sau biotice. Suita sedimentară care face, în principal, obiectul reconstituirilor „depoziționale", sistemice, înglobează şi informații „postdepoziționale".

Sinteza pe care o urmărim în cele ce urmează are în vedere, dincolo de definirea unităților depoziționale şi a limitelor lor, fixarea factorilor astronomici şi globali, precizarea cauzelor alo- şi autociclice care au controlat apariția şi dezvoltarea faciesurilor într-un sistem depozițional.

Există o legătură intercauzală între dinamica globului terestru, respectiv între efectele mişcărilor de rotație şi revoluție ale Pământului, cu variațiile lor de viteză, în timp, şi apariția produselor ciclice – *ritmitele*; există, de asemenea, o evidentă legătură între dinamica plăcilor crustale (mişcări divergente şi convergente – cu formare de rifturi şi zone de subducție), arhitectura corpurilor de sedimente în bazine astfel determinate şi parametrii lor sedimentologici.

La scara Globului terestru, aproape indiferent de apartenența sistemului depozițional la domeniul continental (*deşertic, glaciar, fluviatil, lacustru*) sau la cel marin şi oceanic şi, poate, mai evident, în cazul domeniilor de tranziție (*deltaic, costier*) există o interacțiune mereu prezentă între ceea ce numim sedimentare clastică (şi, probabil, nu numai), arie-sursă (de proveniență a detritusului), relieful ei şi poziția sa climatică şi spațiile depoziționale (sau bazinele de sedimentare). Schimbări permanente în morfologia, volumul şi dinamica bazinelor sunt dictate de mişcările eustatice (de oscilațiile de nivel ale Oceanului Planetar) şi de mişcările tectonice (de înălțare şi subsidență), prezente în aria-sursă şi, respectiv, în bazine. Periodic, grație acestor variații, mediile din domeniul continental sunt, de asemenea, perturbate.

Pe fondul acestor schimbări globale de natură climatică – eustatică şi tectonică, evoluția proceselor de sedimentare în diversele sisteme depoziționale este controlată de evenimente cu caracter ciclic sau disciclic. Sedimentarea *ciclică*, la diverse scări, este controlată de cauze astronomice, *alociclice*, de diverse ordine de mărime: *cicluri galactice, cicluri eustatice, cicluri Milankovič* etc. Produsele generate sunt ritmice şi înglobează cupluri ce exprimă trecerea treptată de la o extremă la alta: cald – rece, chimic – biotic, clastic – chimic, energic – puțin energic, adânc – puțin adânc. Sedimentarea *disciclică*, episodică, are caracter de hazard şi, aparent, este întâmplătoare, de mare intensitate şi, în sensul lui Georges Cuvier, catastrofică. Impactul meteoritic pe continente sau la nivelul oceanului, erupțiile vulcanice, seismele, marile furtuni şi valurile tsunamis generează, în timp scurt, acumulări importante de sedimente.

După ce s-a ajuns la o astfel de înțelegere a relațiilor intercauzale care guvernează colmatarea bazinelor de sedimentare (a spațiilor rămase disponibile – *acco-modation*), la finele anilor '70, când tectonica globală îşi câştiga numeroşi adepți şi devenea principalul cadru conceptual prin care era abordată evoluția scoarței terestre, se lansa conceptul stratigrafiei secvențiale: *o analiză a unităților depoziționale înrudite genetic într-un cadru cronostratigrafic* (Payton, 1977; Vail *et al.*, 1977) şi, respectiv, se propuneau noi unități sedimentologice delimitate temporal (prin suprafețe de timp): *parasecvența, cortegiul sedimentar* (*systems tracts*-ul), *secvența*

*genetică* și *secvența depozițională*. Se puneau, astfel, bazele *stratigrafiei genetice*, *stratigrafiei secvențiale, allostratigrafiei.*

Perioada anilor 1980 – 2000 a fost perioada de rafinare a conceptului și de infiltrare a lui în toate abordările ce vizau identificarea de corpuri sedimentare cu trăsături de rezervor de hidrocarburi sau apă. *Stratigrafia secvențială* și *sistemele depoziționale* au devenit tangențiale și, la un moment dat, secante. Cercetările exploratorii trebuie să țină cont de ambele direcții. Este motivul pentru care, în textul pe care l-am elaborat, am luat în considerare și câteva noțiuni vizând principiile și termenii stratigrafiei secvențiale (fig. 1).

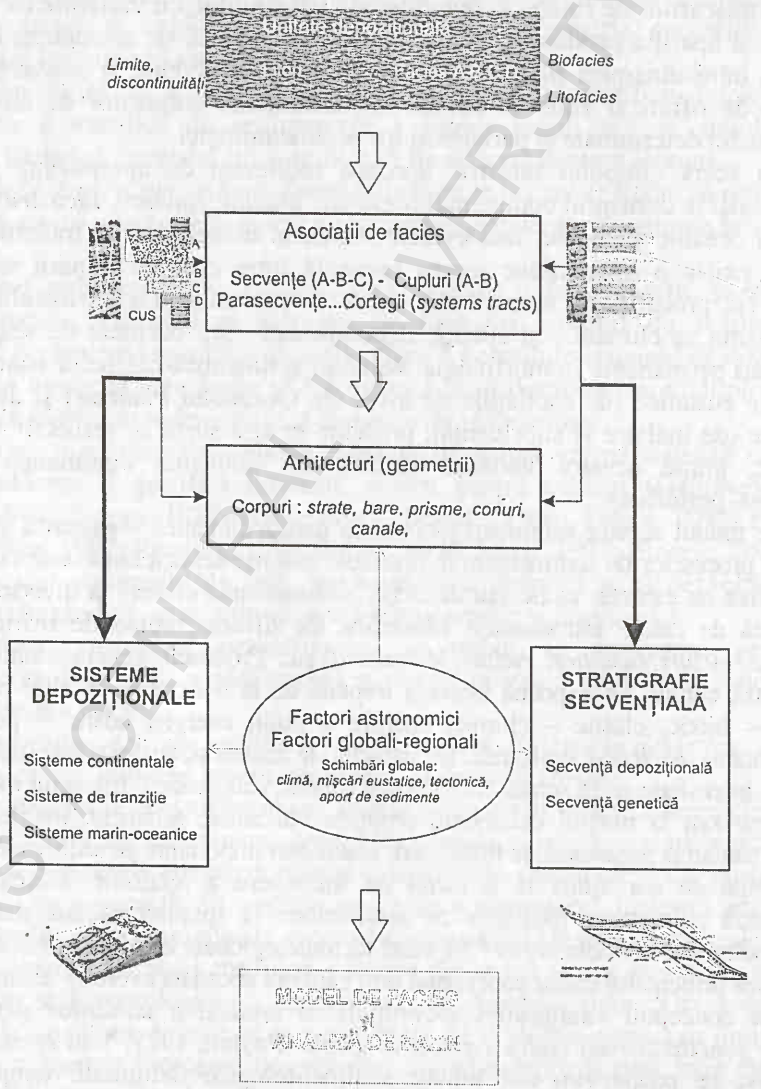



Fig. 1. Termeni fundamentali; interconexiuni și concepte.

BCU IAȘI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

*
* *

În crusta terestră sunt prefigurate două domenii majore în care factorii exogeni şi calitatea mediilor circumscrise lor generează produse specifice, mult diferite între ele: *domeniul continental* (care acoperă 1/3 din suprafaţa Terrei) şi *domeniul marin-oceanic* (acoperind 2/3 din suprafaţa Terrei).

De o parte şi alta a liniei care delimitează aceste domenii – şi care corespunde cu linia ţărmului suprafeţei marine sau oceanice, care marchează poziţia nivelului zero – se instalează zona relativ îngustă a *domeniilor de tranziţie* în care se recunosc produse hibride şi efecte care moştenesc amprenta mixtă a influenţelor terestre şi marine.

Domeniului continental i se circumscriu medii de sedimentare subaeriene – *deşertice*, subnivale – *glaciare* şi subacvatice – *fluviale, lacustre, paludale.*

Domeniului de tranziţie (cel costier, în sens foarte general) i se suprapun *deltele, lagunele, estuarele* şi *zona litorală*, afectată sau nu de mişcări mareice.

Domeniul marin şi oceanic este divizat pe criterii morfologice şi batimetrice în 4 subunităţi: *zona neritică*, plasată pe şelf sau platforma continentală; *zona batială*, care este suprapusă taluzului sau povârnişului continental (respectiv, marginilor continentale); *zona abisală,* cu sectorul piemonturilor oceanice (expresia morfologică a conurilor submarine) şi al câmpiilor abisale (suprapuse crustelor oceanice); în multe cazuri, în raport cu fundul plat al acestora se înalţă dorsalele (sau cordilierele) oceanice ce însoţesc rifturile submarine; în fine, *zona hadală*, care urmează traiectul foselor oceanice.

Urmând aceste criterii, în acord cu spiritul cărţii şi opţiunile unor numeroşi cercetători (Davis, 1985; Blatt, Berry, Brande, 1991; Walker, 1992; Reading, 1996; Einsele, 2000; Cătuneanu, 2003), am tratat pe larg următoarele medii, respectiv sisteme depoziţionale: *deşertic, glaciar, fluviatil, lacustru, deltaic, litoral, marin-neritic, marin-batial* şi *abisal.* Atipic şi dificil de ordonat într-un cadru sistematic clar este *sistemul evaporitic* pe care-l vom trata în cadrul domeniilor de tranziţie.

Algoritmul pe care l-am aplicat în tratarea fiecărui sistem depoziţional cuprinde: subsistemele şi factorii sistemului, procese şi produse – faciesuri diagnostic, arhitecturi specifice – asociaţii litologice, depozite vechi – exemple clasice din lume, resurse minerale şi energetice asociate – mediu, repere sedimentologice (criterii de recunoaştere a faciesurilor descrise în capitolul respectiv). Sunt comentate problemele esenţiale şi specifice fiecărui sistem, optând pentru acelea care, astăzi, au un grad ridicat de recunoaştere.

*
* *

În România, cadrul geologic, structural şi stratigrafic este generos cu formaţiunile sedimentare. În Carpaţi, în bazinele şi depresiunile intraorogene, în forelandul carpatic – Platforma Moldovenească şi Platforma Moesică sau în Dobrogea (de Nord şi Centrală) sunt prezente suite sedimentare aparţinând întregului interval cronostratigrafic, de la Proterozoicul superior şi Paleozoic la Mezozoic şi Cainozoic. Gradul lor de cunoaştere este bun. Punctele de vedere privind cadrul geotectonic şi definirea unităţilor structurale majore sunt, de multe ori,

convergente și exprimă încercarea autorilor de compatibilizare cu principiile tectonicii globale. Hărțile geologice nu au reușit să țină pasul cu aceste criterii. Elaborate într-un interval lung de timp (harta 1:200 000, de ex., a fost editată în anii '60–'70), legendele lor nu includ o terminologie unitară, cu semnificații conceptuale moderne. Conținutul paleontologic al unităților cercetate este, de cele mai multe ori, la zi. În schimb, în definirea unităților litologice nu este generalizat codul Hedberg, iar separațiile făcute, atunci când există – *formațiune, membru* –, nu îndeplinesc criteriile convenite în Comisia de Stratigrafie a IUGS, în spiritul codului Hedberg. Aprecierile legate de ambianțe sunt sporadice, fiind apărute în publicații disipate în timp și apartenențe editoriale.

În încercarea noastră de a îmbogăți „spiritul" cărții cu informații despre faciesuri, asociații de faciesuri, arhitecturi ale ambianțelor de sedimentare finalizate în *modele de facies* ale sistemelor depoziționale, am selectat din literatura de specialitate câteva studii de caz dintre cele mai expresive și mai bine documentate fără să intervenim în descrierile autorilor. Prezentarea lor s-a dorit a fi un fel de oglindă a stadiului de cunoaștere faciesală și secvențială a formațiunilor respective. Tratarea lor a urmat criteriul regional și cronostratigrafic.

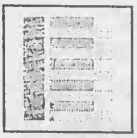
În fiecare studiu de caz, algoritmul de tratare corespunde principiilor adoptate în cel al sistemelor depoziționale, respectând însă limbajul și interpretarea dată de autorii respectivi.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

# Partea I

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY



# 1. CONCEPTE, UNITĂȚI DEPOZIȚIONALE ȘI FACIESURI

Evoluția Pământului de la începuturile sale – în urmă cu 4,6 miliarde de ani – s-a aflat sub influența a două forțe antagonice cu efecte vizibile în alcătuirea și structura scoarței terestre: *forțele interne* și *forțele externe*.

*Forțele interne* se circumscriu proceselor endogene, generatoare de magme și procese magmatice în *astenosferă*, precum și proceselor geodinamice din cadrul plăcilor crustale sau de la limita lor, generatoare, în condiții de presiuni extreme, de procese metamorfice în *litosferă*.

Suprafața scoarței terestre, aflată în contact direct cu învelișul atmosferic și hidrosferic, a evoluat sub incidența *forțelor exogene* – căldura solară, dinamica aerului și a apei etc. – și a întregului cortegiu de factori care derivă din interacțiunea lor, numiți *factori exogeni*. Interacționând cu produsele endogene ajunse la suprafața scoarței – *rocile magmatice* și *rocile metamorfice* –, acești factori au generat produse noi, specifice acestui nivel – *rocile sedimentare*. Alături de natura lor fizică – temperatură, presiune, chimism – odată cu apariția vieții pe Pământ, acum 3,6 miliarde de ani, s-a adăugat și cea biotică. Procesele organice și biogenetice au diversificat mecanismele de formare a rocilor sedimentare și, prin aceasta, au particularizat și diferențiat mult produsele endogene de cele exogene (fig. 1.1).

Evoluția în timp a proceselor magmatice, cu formare de roci eruptive, intrusive și efuzive, a proceselor metamorfice, generatoare de șisturi cristaline, roci de contact termic și diaftoreză, precum și a proceselor exogene, exprimate prin produse clastice, produse de alterare a rocilor preexistente, produse de precipitare directă și, nu în ultimul rând, prin produse de natură biotică – organice și anorganice, a schimbat permanent compoziția și structura scoarței terestre, i-a modificat relieful subaerian și subacvatic (în special, cel marin și oceanic) și, implicit, a diversificat natura mediilor naturale.

Sinteza și, în același timp, expresia acestei evoluții se regăsesc în conceptul tectonicii plăcilor crustale care definește, în linii generale, structura scoarței terestre și dinamica ei, formarea continentelor și bazinelor oceanice, istoria lor geologică. Oriunde s-au aflat pe Glob și indiferent de poziția lor relativă unele față de altele sau de poziția lor geografică, în raport cu coordonatele geografice și magnetice ale Terrei (Polul Nord, Polul Sud, Ecuatorul), *ariile continentale* și *bazinele marine* și *oceanice* s-au identificat cu locul de formare și acumulare a formațiunilor de origine exogenă sau sedimentară. Indiferent de momentul în timp când au existat ca atare, ele au găzduit, simultan sau succesiv, medii naturale create și controlate de acțiunea aerului, a apei și/sau a gheții și a activității organismelor.

BCU "MIHAI EMINESCU" CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

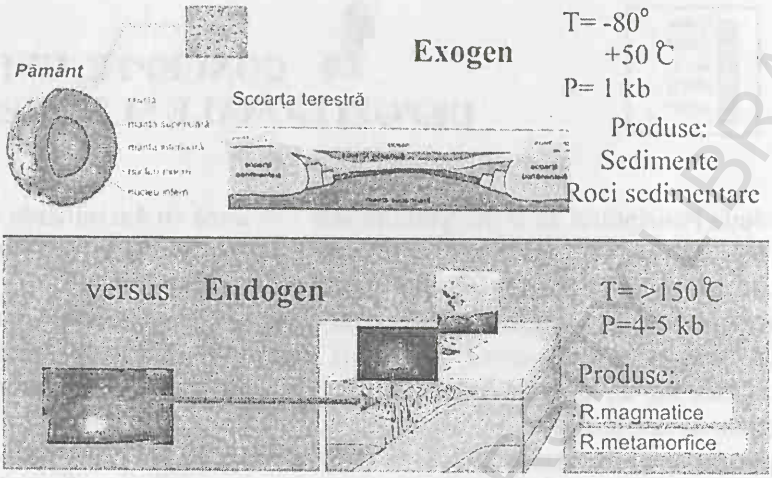



Fig. 1.1. Factori şi produse în domeniul exogen controlat de forţe externe şi în domeniul endogen controlat de forţe interne.

Privite prin prisma proceselor exogene care le-au definit şi, implicit, a produselor pe care le-au conservat, aceste medii nu s-au modificat „principial şi conceptual" de ceea ce astăzi denumim *medii* (*domenii*) *naturale de sedimentare*:

– în ariile continentale, ţinând cont de agenţii naturali care se manifestă în aceste spaţii – aer, apă, gheaţă –, putem deosebi medii: *deşertice, glaciare, fluviale, lacustre, deltaice*, *lagunare*;

– în bazinele marine şi oceanice întâlnim medii: *litorale, neritice, batiale, abisale* şi *hadale*.

## 1.1. HOLARHIE ŞI ANALIZĂ SISTEMICĂ

Abordarea modernă a studiilor sedimentologice despre Pământ apelează la *analiza sistemică* plecând de la poziţia Terrei în cadrul Sistemului Solar, de la factorii care controlează evoluţia sa, de la relaţiile dintre aceşti factori şi de la efectele pe care procesele endogene şi exogene generate le au asupra structurii şi compoziţiei sale. În felul acesta, Pământul, ca planetă, formează un sistem natural de ordinul X, subordonat Sistemului Solar, de ordin superior – Y. Pământul, la rândul său, are „în subordine" numeroase alte entităţi naturale – X1, X2, X3. Există o relaţie cauzală constantă între *factori, procese* şi *produse* în cadrul fiecărei entităţi şi, de asemenea, o ierarhie specifică, ce poate fi stabilită oricând analizând sistemele naturale şi produsele lor (fig. 1.2).

BCU "LUCIAN BLAGA" CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

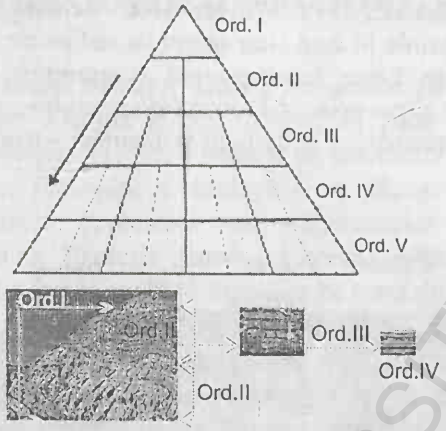



Fig. 1.2. Ordine de mărime ale categoriilor geologice fundamentale care operează în mediile naturale în conformitate cu principiile holarhiei; săgeata arată creşterea frecvenţei temporale, a periodicităţii proceselor (cu modificări după Cătuneanu, 2003).

Când ajungem să cunoaştem foarte bine un *sistem*, adică relaţiile cauză–efect, atunci, cunoaşterea şi recunoaşterea efectelor (ex., în cazul Pământului, rocile, asociaţiile de roci, corpurile sub care apar – batolite, filoane, strate, conuri etc.) ne îndrumă uşor spre reconstituirea proceselor care le-au generat (granit → batolit→magmă→produs magmatic; conglomerat→strate→entitate sedimentară→ produs exogen) şi a spaţiilor (mediilor) în care s-au dezvoltat.

În aceste condiţii, putem remarca uşor că o astfel de „entitate" (Y – Sistem Solar, X – Pământ, X1 – continent, X2 – ocean; X1.1 – mediu deşertic, X1.2 – mediu glaciar, X1.3 – mediu fluviatil etc.) are caracterul unui ***holon***, adică al unui sistem care se comportă simultan ca *sistem* şi *subsistem*. Fiecare dintre categoriile enumerate poate fi un holon, adică un subîntreg stabil într-o ierarhie.

În acelaşi timp, considerând Pământul ca holon, îl putem defini şi ca un *sistem natural*. Pentru aceasta, trebuie îndeplinite câteva deziderate, şi anume:

– să constituie un *întreg structurat* şi să funcţioneze ca o entitate separată;

– să deţină o *identitate*, deci să îşi menţină entitatea când mediul căruia i se subordonează suferă modificări, dar, în acelaşi timp;

– să se poate *autoorganiza*, deci să poată oferi răspunsuri la modificările mediului, dezvoltând structuri şi funcţii noi;

– să aibă o *structură ierarhică*; să fie clădit din subsisteme care pot fi examinate de sine stătător.

*Mediile naturale* „active" la suprafaţa scoarţei terestre, pe continente şi în oceane, se pot identifica cu *sistemele naturale*. De asemenea, prin consens ştiinţific, termenul de mediu (ex. mediu continental, mediu marin/neritic) se poate echivala cu cel de *domeniu* (fig. 1.3).

În termeni sedimentologici, abordările recente au impus termenul de ***sistem depoziţional*** (McGowen, 1967; Fischer, 1969); Reineck, Singh, 1980; Boggs,

BCU CLUJ / UNIVERSITY LIBRARY

1987; Blatt, Berry, Brande, 1991; Walker, 1992; Reading, 1996; Einsele, 2000). Conceptul vizează spațiile în care s-au acumulat sedimente, deci produse exogene generate prin procese fizice (*clastogeneză – transport – depunere*), procese chimice (*precipitare*) și/sau procese biotice (*bioacumulare, bioconstrucție*). Aceste spații, în termeni geotectonici – structurali și dinamici – mai sunt definite ca *bazine de sedimentare*.

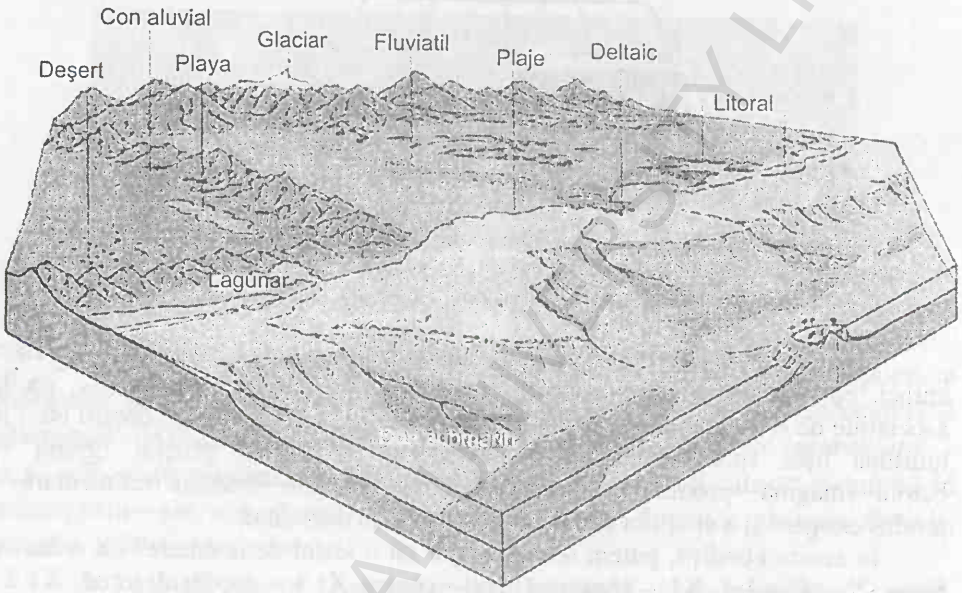



Fig. 1.3. Principalele medii (domenii) de sedimentare de la suprafața scoarței terestre; ele se identifică și cu principalele sisteme depoziționale.

Pentru că investigația geologică și, implicit, cea sedimentologică vizează formațiunile sedimentare din toate timpurile (Arhaic, Proterozoic, Phanerozoic) atunci termenul de *sistem depozițional* se referă la un cadru structurat de produse (efecte) (ex. conglomerate – strate – conuri; calcare – biostrome etc.) cu toate atributele lor și, respectiv, de procese aflate în interacțiune și care pot genera, în parte sau împreună, alte efecte/produse (stratele de conglomerate sunt resedimentate și formează conuri aluviale, biohermele sunt dezagregate și generează conglomerate calcaroase etc.).

În aceste condiții, este evident că un sistem depozițional este un sistem natural, are o structură ierarhică, se poate identifica cu un holon (de ordinul III, dacă Pământului îi acordăm ordinul I, continentelor și oceanelor, ordinul II) și reprezintă un mediu sau un domeniu de sedimentare. El apare și ca un grup de ambianțe depoziționale înrudite genetic (Jipa, Vlad, 1998).

BCU IASI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

## 1.2. UNITĂŢI DEPOZIŢIONALE: FACIESURI ŞI SECVENŢE

Plecând de la studiul mediilor actuale de sedimentare şi identificând toate tipurile de produse pe care ele le pot include, au putut fi mai bine precizate procesele care le-au generat. Astfel, o entitate de sedimente dintr-un anumit areal, cu trăsături specifice, *litologice* şi *biologice*, va câştiga semnificaţii genetice purtând în ea însemnele proceselor sau mecanismelor sedimentare care au contribuit la formarea sa. Expresia genetică a acestei entităţi constituie un ***facies sedimentar*** (termenul a fost introdus în literatura de specialitate de Amand Gressly, în anul 1838).

Cheia descifrării istoriei geologice a unei suite sedimentare de orice vârstă o constituie identificarea şi înregistrarea faciesurilor sedimentare în succesiunea lor cronostratigrafică şi cu vecinătăţile lor laterale (conform Legii lui Walter, 1894, *succesiunile verticale de faciesuri s-au acumulat în medii depoziţionale care au fost adiacente*).

Conceptul de *sistem depoziţional*, aşa cum a fost el lansat de şcoala de sedimentologie de la Universitatea Austin din Texas (Scott, Fischer în 1969), se referă la asociaţiile de facies formate prin procese specifice şi în spaţii bine conturate. Entităţile sedimentare generate într-o anumită ambianţă geologică printr-un eveniment depoziţional şi caracterizate prin trăsături sedimentologice comune (granulometrice, morfometrice, structurale, petrografice, biotice) constituie o *unitate depoziţională* şi formează un ***liton*** (Anastasiu, 1992), adică un corp cu geometrie foarte variabilă, dar în general stratală) care poate fi delimitat de corpurile (sau unităţile) subiacente, din bază, supraiacente, din top, sau de cele laterale, prin *limite* sau *discontinuităţi* clare. Prin asimilare şi extrapolare, un *liton* – ca element geometric-descriptiv – trebuie să aibă trăsăturile şi semnificaţia unui *facies*, o unitate genetică. Din punct de vedere cronostratigrafic, litonul acoperă un interval de timp în care condiţiile de sedimentare s-au menţinut constante.

Examinând o *suită sedimentară*, adică o succesiune de litoni, vom identifica faciesuri şi asociaţii de faciesuri (*secvenţe*) şi vom putea delimita pe baza unor discontinuităţi majore, erozionale sau non-depoziţionale, *subsisteme* şi, respectiv, *sisteme depoziţionale*.

Denumirea unităţilor depoziţionale, precum şi a tipurilor de asocieri diferă de la un autor la altul şi, respectiv, de la o scară la alta. Foarte mulţi autori acceptă şi folosesc frecvent următoarele categorii sedimentologice.

**Lamina** este o unitate subcentimetrică delimitată de suprafeţe plane sau curbe care reflectă fluctuaţii intrabazinale sau intrasistemice minore (fig. 1.4). Laminele foarte subţiri (cu grosimi < 1 mm) cuprinse în limitele unui strat imprimă acestuia o „structură paralelă" definită corect *laminaţie paralelă, orizontală* sau *oblică*.

**Stratul** este considerat, prin convenţie, o unitate fundamentală a rocilor sedimentare.

BCU CLUJ CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

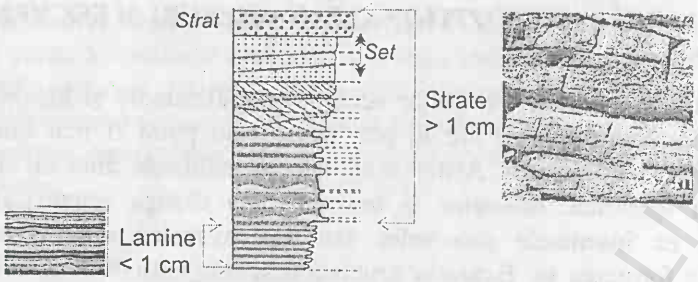



Fig. 1.4. Lamina şi stratul – unităţi fundamentale ale formaţiunilor sedimentare.

Geometric, el este un corp tabular, delimitat de suprafeţe plane şi cu tendinţă de extindere în suprafaţă. Grosimea stratului, supracentimetrică, exprimă intervalul de timp în care s-au acumulat elementele componente. Suprafeţele de separaţie – limitele de strat – materializează începutul şi sfârşitul condiţiilor constante de sedimentare. Din punct de vedere litologic, stratul este o unitate omogenă; este o entitate granulometrică, morfometrică, structurală sau compoziţională.

Asociaţiile de lamine şi/sau strate sunt exprimate prin termeni comprehensivi, diferiţi de la autor la autor.

**Set**-ul constituie un grup de lamine cu poziţie conformă, separat de unităţile care-l delimitează prin suprafeţe plane (erozionale?); atinge câţiva centimetri şi are omogenitate compoziţională şi structurală (fig. 1.4).

**Coset**-ul este o asociaţie de set-uri identice, delimitată de unităţile adiacente prin limite nete; din punct de vedere litologic (compoziţional şi structural) se deosebeşte net de acestea; atinge grosimi centi- sau decimetrice, rar metrice.

Ambele asociaţii reflectă condiţii repetitive de sedimentare (procese ciclice).

Asociaţiile de lamine, strate, set-uri sau coset-uri se regăsesc, împreună, în corpurile sedimentare a căror arhitectură sau geometrie (dezvoltare tridimensională, volumetrică) este foarte variată. Aceste corpuri, tabulare – *strate, cuverturi* sau *pânze, conuri, prisme, bare* sau *cordoane*, exprimă elementele morfologice ale sistemelor depoziţionale în care s-au acumulat şi constituie, de multe ori, un criteriu diagnostic pentru reconstituirea lor.

Unităţile enumerate şi asociaţiile lor semnifică procese depoziţionale specifice, de o anumită natură genetică şi, de aceea, progresiv, în funcţie de scară, ele pot fi definite ca *faciesuri* şi pot fi utilizate în elaborarea modelelor de facies. Deoarece, multă vreme, în definirea faciesurilor erau invocate trăsături litologice şi biologice fără a se preciza sensul termenului *litologic*, au apărut ambiguităţi în descrierea acestora. Literatura geologică şi, în special, abordările stratigrafice reflectă des această constatare; o descriere a litofaciesului cuprindea numai date granulometrice ori numai date structurale sau doar referiri la natura petrografică a „stratului" luat în consideraţie. Mai mult decât atât, în alte numeroase cazuri prezentarea unei suite sedimentare surprindea, în succesiune, descrieri în care litofaciesurile bazale erau redate numai prin trăsături granulometrice (ex. rudite,

BCU CLUJ CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

arenite etc.), cele mediane, prin trăsături structurale (ex. stratificații încrucișate), iar cele superioare, prin categorii compoziționale, petrografice (conglomerate, gresii, calcare etc.). Asemenea ambiguități nu vor permite o bună descifrare și interpretare a evoluției sedimentării într-un sistem depozițional. Devine clar că în descrierea unităților depoziționale și, respectiv, a litofaciesurilor trebuie prezentate, simultan, toate trăsăturile care definesc litologia unei entități, adică proprietățile granulometrice, morfometrice, structurale, compoziționale, petrografice, geochimice, iar dacă nu există toate aceste informații, atunci trebuie să existe o abordare specifică, definitorie pentru informațiile avute la dispoziție.

De asemenea, pentru consecvență și pentru o abordare unitară, elementele descriptive – informațiile primare rezultate prin analize specifice (granulometrice, morfometrice, modale etc.), trebuie separate de elementele interpretative care ilustrează un aspect genetic, de un anumit ordin (de ex. facies continental, de canal, turbiditic, bazinal etc.). Categoria de *facies* cu care operăm este unitatea fundamentală folosită în interpretarea și reconstituirea ambianțelor de sedimentare și, implicit, a sistemelor depoziționale.

Astfel, **faciesul descriptiv** trebuie să fie o entitate sedimentologică ce poate fi caracterizată printr-un set de proprietăți interpretabile genetic care o deosebesc de alte entități. Subunitățile faciesului descriptiv sunt: granofaciesul, morfofaciesul, structofaciesul, clastofaciesul, petrofaciesul, biofaciesul (tabelul 1.1).

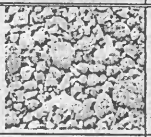
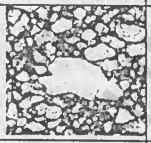
- **Granofaciesul** definește clasa de dimensiuni care grupează cele mai multe din particulele (granulele) unei entități petrografice; aplicat rocilor clastice, el poate fi: *ruditic, arenitic, siltic, lutitic* sau, aplicat rocilor carbonatice chimice, *micritic, sparitic* etc.
- **Morfofaciesul** exprimă clasele și parametrii morfometrici ce caracterizează cel mai mare număr de claste și/sau cristale dintr-o entitate petrografică (ex. *morfofacies oblat, rotunjit, euhedral*).
- **Structofaciesul** reflectă relațiile tridimensionale dintre clastele sau cristalele unei entități petrografice, exprimate prin structuri depoziționale (ex. *structofacies granoclasat, imbricat*).
- **Clastofaciesul** arată natura mineralogică a clastelor ce domină o entitate petrografică în acord cu normele în vigoare de separare a categoriilor petrografice prin analiză modală (ex. *clastofacies cuarțos, litic*).
- **Petrofaciesul** exprimă tipul petrografic al unei unități depoziționale (termen litologic), separat pe criterii compoziționale, cantitative (ex. *petrofacies arcozian, calcaros*).
- **Chemofaciesul** definește compoziția chimică predominantă a unei entități petrografice sau participarea fracției autigene, care de cele mai multe ori este reflectată fidel în compoziția chimică a rocii (ex. *chemofacies oxidic, sulfidic*).

Alături de litofacies, **biofaciesul** reflectă conținutul paleontologic al unității luată în considerație și semnificația ambientală a acestuia.

BCU CLUJ CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

*Tabelul 1.1*

Categorii faciesale şi metode specifice de investigaţie

| Categorii sedimentologice (Parametri depoziţionali) | Cod | Denumirea faciesului descriptiv | Metoda de investigaţie |
|---|---|---|---|
| **Granulometrie** |  | **Granofacies** | Analiza granulometrică |
| – rudit | r | ruditic | |
| – arenit | a | arenitic | |
| – silt | s | siltic | |
| – lutit | l | lutitic | |
| – micrit | mi | micritic | |
| – sparit | sp | sparitic | |
| **Morfometrie** |  | **Morfofacies** | Analiza morfometrică |
| – izometric | iz | sferic | Analiza microscopică sau mezoscopică |
| – oblat | ob | oblat | |
| – prolat | pr | prolat | |
| – angular | A | angular | |
| – subangular | SA | | |
| – subrotunjit | SR | | |
| – rotunjit | R | rotunjit | |
| **Structura rocii** | | **Structofacies** | Analiza structurală |
| ▪ *stratificaţie /laminaţie* | | | Analiza elementelor planare |
| – paralelă | st-p | paralel | |
| – gradată | st-gr | gradat | |
| – oblic – tabulară | st-o-t | tabular | |
| – oblic – concoidă | st-o-c | concoid | |
| – flaser | st-fl | flaser | |
| – lenticulară | st-le | lenticular | |

BCU Cluj / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

*Tabelul 1.1 (continuare)*

| | | | |
|---|---|---|---|
| – hummocky | st-hu | hummocky | |
| – imbricație | im | imbricat | Analiza elemen-telor liniare |
| ▪ *structuri neorganizate*: | | | |
| – masivă | m | masiv | |
| – curgeri fluidizate | c-fl | fluidizat | |
| – c. mâloase | c-m | mâlos | |
| – c. fragmente (debris) | c-d | debritic | |
| – ondulații | o | ondulat | |
| – caneluri de eroziune | ce | canelurat | |
| **Compoziția rocii** | | **Clasto- (Alo) facies** | Analiza micro-scopică |
| ▪ *claste*: | | | |
| – cuarț (q) | Q | cuarțos | |
| – feldspați (f) | F | feldspatic | |
| – litoclaste (l) | L | litic | |
| ▪ *alocheme*: | | | |
| – ooide | Oo | ooidic | |
| – peloide | Pel | peloidic | |
| – oncoide | Onc | oncoidic | |
| – intraclaste | Int | intraclastic | |
| – bioclaste | Bio | bioclastic | |
| **Chimismul rocii** | | **Chemofacies** | |
| – oxizi-hidroxizi | $O_2$ | oxidic | Analiza chimică |
| – sulfuri | S | sulfidic | |
| – carbonați | $CO_3$ | carbonatic | |
| – sulfați | $SO_4$ | sulfatic | |
| – fosfați | $PO_4$ | fosfatic | Analiza spectrală |
| – silicați | $SiO_4$ | silicatic | |
| **Tipul petrografic** | | **Petrofacies** | Analiza micro-scopică |
| – Para/ortoconglomerat | PCgl/oCgl | conglomeratic | |
| – Para/ortobrecie | PBr/oBr | brecios | |
| – Gresie litică/feldspatică/ cuarțoasă | Gl/ Ar | grezos | |

BCU IAȘI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

*Tabelul 1.1 (continuare)*

| | | | |
|---|---|---|---|
| – Graywacke | Gq/ Gw | | |
| – Siltit/loess | St/Lo | siltic | |
| – Argilă oligo- /polimictică | Ao/Ap | argilos | |
| – Argilit | At | argilitic | |
| – Mud-/wacke-/pack- /grainstone | Ms/Ws/Ps/Gs | calcaros | |
| – Boundstone | Bs | | |
| – Dolomit | Dol | dolomitic | |
| – Evaporite halitice/sulfatice | Eh/Es | evaporitic | |
| – Silicolite | Sil | silicolitic | |
| – Fosforite | F | fosforitic | |
| – Manganolite | Mn | manganolitic | |
| – Ferilite | Fe | ferilitic | |
| – Alite | Al | alitic | |
| Piroclastite (tufuri, lapilite, aglomerate) | Pir (Tf/Tfl/Agl) | piroclastic | |

**Faciesul interpretativ** se constituie într-un set de generalizări care grupează criteriile de reconstituire a proceselor și mediilor de depunere ale acelei entități, definite prin faciesurile descriptive menționate. Unui facies descriptiv sau unei asociații de faciesuri descriptive le pot corespunde faciesuri interpretative. De exemplu, unui facies conglomeratic îi corespunde un facies *de canal*, unui facies grezos și argilos, un facies *turbiditic*, unui facies sulfatic-halitic, un facies *evaporitic* sau *lagunar* etc.

În identificarea și stabilirea unui facies interpretativ trebuie cunoscute procesele depoziționale, evenimentele depoziționale, agenții naturali și trăsăturile fizico-chimice ale bazinului de sedimentare (tabelul 1.2).

*Tabelul 1.2*

Procese și evenimente depoziționale; termenii interpretării sistemului depozițional

| **Procese depoziționale** | |
|---|---|
| Procese mecanice | Dezagregare<br>Transport *particulă cu particulă* (tracțiune, suspensie)<br>Transport în masă |
| Procese chimice | Alterare, autigeneză (precipitare), substituție |
| Procese biotice | Bioacumulare<br>Acreție algală și bioconstrucție<br>Acțiune geobacteriană |

BCU IAȘI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

*Tabelul 1.2 (continuare)*

| Evenimente depoziţionale | Normale (ciclice)/ Disciclice<br>Catastrofice | |
|---|---|---|
| | | |
| **Agenţi naturali** | | |
| Apă | Regim hidrodinamic (viteză, competenţă, debit)<br>Curenţi, densitate, temperatură | Salinitate, alcalinitate, potenţial redox |
| Aer | | |
| Gheaţă | | |
| | | |
| **Bazin** | | |
| Poziţie geografică | Latitudine<br>Climat (cald–umed, cald–arid, temperat, rece)<br>Proximal/distal faţă de aria-sursă | |
| Adâncime | Supratidal, subtidal, baza valurilor de furtună – 20 m, şelf proximal – 40 m, şelf distal – 200 m, taluz –2 000 m, abisal – 6 000 m | |
| Morfologie | Închis, deschis, rampă, platformă | |
| Context geologic | Fundament sialic, simatic | |
| Context tectonic | Stabil, mobil<br>Cratonic/rift/subducţie | |
| | | |
| **Arie-sursă** | | |
| Extrabazinală | Vulcanică activă, plutonică, metamorfică, sedimentară | |
| Intrabazinală | Vulcanică, non-vulcanică | |
| | | |
| **Sistem depoziţional** | | |
| Continental | Eolian-deşertic: serir, erg, ued, sabkha<br>Glaciar: glacio-lacustru, gl.–marin, gl.–fluvial<br>Fluviatil: drept, împletit, meandrat<br>Lacustru | |
| De tranziţie | Deltaic: emers, submers, abandonat<br>Lagunar: arid (sabkha), umed<br>Costier – Litoral (mareic, non-mareic) | |
| Marin – oceanic | Şelf: deschis, barat<br>Batial: taluz<br>Abisal: piemont, câmpie abisală<br>Hadal: fose | |

Două unităţi depoziţionale care se succed într-o ordine constantă (de ex. AB, AB, AB...) şi care împreună se repetă în cadrul unei suite sedimentare formează un ***cuplu*** de litoni. Exemple: *silt–argilă, calcar–marnă, argilă–gips* etc. Recurenţa unor cupluri depoziţionale poate fi strict periodică, quasi-periodică, non-periodică.

Orice *cuplu*, prin termenii litologici care-l alcătuiesc, reflectă tranziţii de la o condiţie de sedimentare la alta, de regulă, cu poziţii extreme (*salin–dulcicol, cald–rece, agitat–calm* etc.) (fig. 1.5).

Într-un sistem depoziţional sau în suitele sedimentare care exprimă evoluţia geologică şi sedimentologică a unei zone, faciesurile formează succesiuni depoziţionale sau asociaţii considerate, de multe ori, ca **secvenţe de facies**.

BCU / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

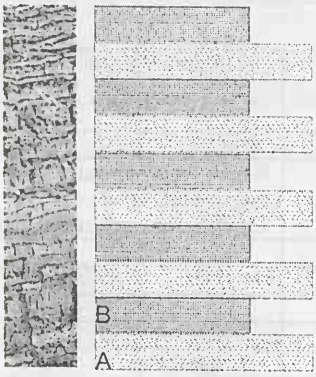



Fig. 1.5. Asociaţii de doi litoni, A şi B, formând un *cuplu*. Asocierea mai multor cupluri generează un *ritmit* şi sugerează schimbarea periodică a proceselor de sedimentare.

Acestea reprezintă entităţi ierarhice superioare faciesurilor şi reflectă succesiunea evenimentelor depoziţionale într-un interval mai mare de timp şi în areale (bazine) care şi-au păstrat constante trăsăturile şi, respectiv, condiţiile de sedimentare. Ele sunt delimitate de discontinuităţi de un ordin superior celor prin care sunt separate faciesurile (litonii).

Alternanţa sistematică şi ordonată a termenilor litologici din constituţia unei secvenţe sau asociaţii litologice a făcut necesară introducerea şi utilizarea termenilor *ritm* şi *ciclu sedimentar*. Ritmitele, în care leit-motivul poate fi argilă (A) – marnă (B) sau rudit (A) – arenit (B) – silt (C) sau calcar (A) – marnă (B) –argilă (C), au o stratificaţie ciclică şi se confundă cu un *ritm*. Modelul de succesiune a termenilor petrografici: AB, AB, AB sau ABC, ABC, ABC... constituie, în concepţia lui Duff *et al.* (1967), cicluri *asimetrice,* iar cel de tipul ABCBA, cicluri *simetrice*.

**Modele stratale – tendinţe verticale**

În cazul în care succesiunea termenilor într-o secvenţă litologică urmează o ordine ideală, de exemplu: A. rudit (conglomerat) – B. arenit (gresie) – C. silt (siltit) – D. lutit (argilă) – E. cărbuni – F. calcar – G. dolomit – H. evaporit, secvenţa litologică are un caracter virtual şi se identifică cu *seria sedimentară* (*senso* Lombard, 1958).

În natură, seriile sedimentare în acest înţeles sunt rare şi realizarea lor reflectă o evoluţie îndelungată a bazinului cu modificarea progresivă a parametrilor care au controlat sedimentarea. O succesiune a numai câtorva termeni din serie, de ex. ABCD sau BCDE etc., constituie o *secvenţă virtuală locală*, reflectând cazul concret al unei succesiuni de termeni petrografici dintr-un anumit loc.

Jipa (1970) clasifică secvenţele litologice din complexele flişoide în:

– secvenţe *complete* (de exemplu ABCDE), care au în constituţia lor toţi termenii litologici cosanguini dispuşi în ordinea lor genetică; adică seria virtuală locală;

– secvenţe *incomplete normale* (de exemplu BCDE, CDE sau DE), cărora le lipsesc termenii inferiori, dar cei prezenţi sunt în succesiune normală şi continuă;

BCU "ALEXANDRU IOAN CUZA" UNIVERSITY LIBRARY

– secvențe *incomplete accidentale*, cărora le lipsesc termeni intermediari sau/și mai ales finali. Aceste tipuri de secvențe oferă informații genetice imediate. Secvențele normale devin incomplete (în cazul transportului prin curenți) datorită epuizării fracțiunilor grosiere prin sedimentare fracționată cu caracter distal, a incompetenței inițiale a curenților sau în condițiile absenței fracțiunilor respective din materialul furnizat de sursă; secvențele accidentale sunt marcate mai ales de procese de eroziune intraformațională.

După sensul în care se trece de la o fracțiune granulometrică la alta, în cadrul unei secvențe locale alcătuită din termeni epiclastici se disting două tipuri structurale (fig. 1.6):

a) Secvența *pozitivă* (retrogradă sau recesională), când succesiunea cuprinde o tranziție de tipul: rudit (A) – arenit (B) – silt (C) – lutit (D); o asemenea secvență corespunde lui *fining-upwards sequences* (FUS) (în limba engleză).

b) Secvența *negativă* (sau progradă), când succesiunea de strate este alcătuită din lutit (D) – silt (C) – arenit (C) – rudit (A); o asemenea secvență corespunde lui *coarsening-upwards sequences* (CUS) (în limba engleză).

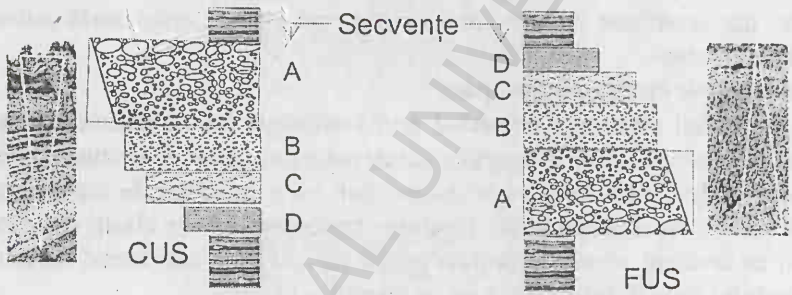



Fig. 1.6. Tipuri fundamentale de secvențe de facies
(CUS – *coarsening-upwards sequences* și FUS – *fining-upwards sequences*).

Cauzele care generează astfel de modele verticale ale asociațiilor de facies sunt complexe și diferite: modificări ale nivelului de bază (oscilații de nivel, pozitive sau negative, legate de eustazie sau subsidență), progradări sau retrogradări ale acumulărilor de sedimente etc. (vezi și subcapitolul 2.4).

Comparând succesiunea unităților depoziționale din cadrul unei secvențe faciesale cu schema ideală de sedimentare într-un sistem depozițional sau cu modelele impuse de oscilațiile de nivel ale bazinului în care s-au acumulat, se pot distinge diferite modele de secvențe. În separarea lor, se ține cont de lipsa unor termeni, de ordinea de depunere a acestora, de continuitatea lor etc. Astfel, secvențele pot fi caracterizate după diferite criterii.

După criteriul grosimii stratelor, secvențele vor putea fi suite cu grosimi crescătoare ale succesiunii de strate ce le compun (în engleză – *thicker upwards sequences*) și, respectiv, suite cu grosimi descrescătoare (în engleză – *thinner upwards sequences*).

După criteriul granulometric, secvențele vor putea fi negative (în engleză – *coarsening up*) sau pozitive (în engleză – *finning up*).

BCU CLUJ CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

## 1.3. LIMITE ȘI DISCONTINUITĂȚI

Delimitarea unităților depoziționale elementare – *lamină, strat* – sau a asociațiilor acestora – *set*-ul, *coset*-ul – se face prin suprafețele care le învăluie.

Din punct de vedere fizic, aceste suprafețe au caracterul unor discontinuități fizice și au aspecte morfologice distincte. În secțiunea transversală a unei suite sedimentare ele apar ca *limite de unități depoziționale* (stratigrafice) și pot fi:

– limite nete și plane;

– limite nete, neregulate sau erozionale.

**Limitele nete** corespund unei întreruperi a procesului de sedimentare constituind un hiatus de nedepunere și se conservă la partea superioară a stratului; ele pot fi însoțite în interiorul stratului de urme ale unor activități biotice (bioturbații) instalate în perioada când sedimentarea nu a mai avut loc; sunt caracteristice mediului subacvatic.

**Limitele erozionale** sunt neregulate și se datoresc erodării unui volum de sedimente de la partea superioară a unității subiacente; astfel, ele separă un termen litologic, dar constituie și baza celui ce urmează și care colmatează *paleoreliefuI generat de eroziune.*

Suprafețele erozionale pot apare:

– în mediul subaerian, reflectând prin morfologia lor un paleorelief care poate conserva paleosoluri, cruste evaporitice sau carbonatice, canale de eroziune fluvială etc.;

– în mediul subacvatic, reprezentate prin baza canalelor de curenți turbionari însoțită sau nu de aglomerări de bioclaste remaniate sau de claste reciclate. Baza stratului ce acoperă această suprafață poartă *mecanoglife* sub formă de mulaje, iar topul stratului poate fi însoțit de urme de curenți și valuri.

Din punct de vedere genetic, aceste limite sau contacte reprezintă:

– discontinuități (*unconformity*): non-depoziționale (adesea plane) și erozionale (adesea neregulate);

– suprafețe de inundare și suprafețe de reactivare (ravinare);

– suprafețe regresive de eroziune marină;

– orizonturi de condensare (de concentrare a populațiilor biotice și, respectiv, a substanței organice).

Aceste suprafețe coincid de cele mai multe ori și cu linii de timp; unele dintre ele pot delimita corpuri de grosimi și litologii diferite, deci, de faciesuri diferite.

În cazul clasic al bazinelor dezvoltate pe margini continentale pasive, astfel de suprafețe pot fi mai ușor recunoscute în *lungul liniei de țărm,* iar lateral, în zonele de trecere de la faciesuri deltaice (fluviatile) la faciesuri litorale și de șelf. Recunoașterea lor în seriile continentale sau în cele de apă adâncă (*deep sea*) este mai greu de realizat.

*Linia țărmului* rezultă din intersecția profilului topografic cu planul „nivelului mării"; în secțiune transversală această linie este materializată printr-un punct. Ea constituie și limita dintre faciesurile continentale și cele marine (de ex. între fluviatil și paralic, litoral/deltaic).

BCU IAȘI - CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Astfel, limitele dintre unităţile depoziţionale pot fi (Cătuneanu, 2003):

A) *Neconforme* (*unconformity*) reprezentate de un hiatus semnificativ ± eroziune; La rândul lor acestea sunt:

– *disconformity,* hiatus şi eroziune;

– *paraconformity*, hiatus şi eroziune minoră;

– *angular conformity*, o relaţie între o suită care a fost deformată tectonic (cutată, faliată) şi un nou eveniment depoziţional;

– *nonconformity,* contactul stabilit între corpuri magmatice sau metamorfice şi suite sedimentare generat, de regulă, de invazia apelor asupra vechilor reliefuri din marginile continentale (de cratoni sau scut) (fig. 1.7).

B) *Diasteme* – hiatus ± eroziune minoră.

C) *Conforme* – fără hiatus; acestea se asociază cu depuneri subţiri de sedimente ce exprimă o rată foarte scăzută de acumulare.

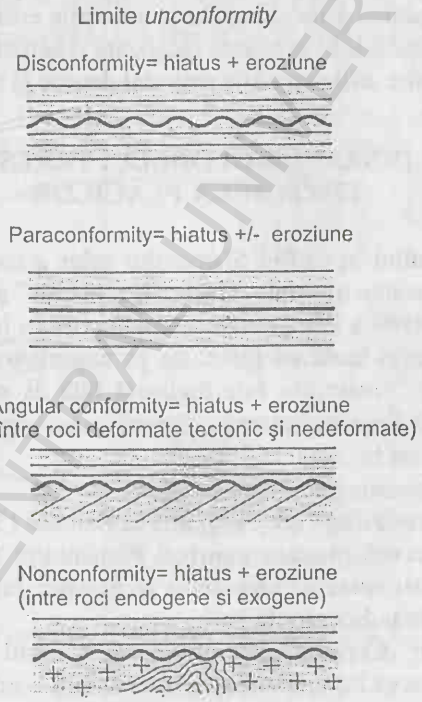
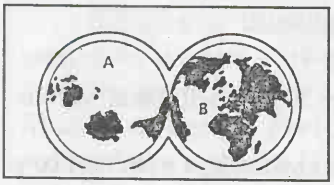



Fig. 1.7. Limite tip *unconformity* (după Cătuneanu, 2003, cu modificări).

Înţelegerea şi identificarea limitelor între diferitele unităţi depoziţionale, încercarea de evaluare a intervalului de timp corespunzător şi, implicit, de deducere a evenimentelor geologice care ar fi putut avea loc în acea perioadă, reprezintă elemente indispensabile şi, în acelaşi timp, elemente-cheie în ordonarea şi ierarhizarea secvenţelor de facies, precum şi în reconstituirea istoriei sedimentologice a unei regiuni.

BCU IAŞI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY




# 2. FACTORII SISTEMULUI: ASTRONOMICI ŞI GLOBALI

Evoluţia sistemelor depoziţionale la suprafaţa scoarţei terestre şi calităţile pe care aceasta le capătă în timp sunt determinate de factori astronomici şi globali.

Poziţia Pământului în raport cu Soarele şi dinamica Globului pământesc creează un cadru astronomic specific şi controlează permanent raportul dintre continente şi oceane, schimbările climatice şi mişcările eustatice. Relieful terestru şi cel submarin definesc spaţiile în care sunt localizate sistemele depoziţionale şi în care se stabilesc relaţiile dintre ariile-sursă de material detritic şi bazinele de sedimentare.

## 2.1. DINAMICA GLOBULUI TERESTRU. TECTONICA PLĂCILOR

Evoluţia Pământului în cadrul Sistemului solar a fost permanent însoţită de derularea a două importante tipuri de mişcări: de „rotaţie" şi de „revoluţie".

**Mişcarea de rotaţie** a Pământului se desfăşoară în jurul axei sale, îndreptată spre Steaua polară, astfel încât un punct de pe suprafaţa sa revine în acelaşi loc după 23h 56' 4". Axa Pământului este înclinată faţă de normala planului în care acesta se mişcă în jurul Soarelui (planul ecliptic) cu un unghi de 23° 27' 21"; sensul de mişcare este de la vest la est.

Principalele consecinţe geodinamice sunt:

– apariţia forţei centrifuge (Fc), maximă la Ecuator (3,4 cm/s$^2$) şi zero la poli; ca efecte indirecte, această mişcare imprimă Pământului forma de elipsoid turtit, determină grosimea mai mare a troposferei la Ecuator faţă de poli, face ca forţa gravitaţiei să crească de la Ecuator la poli;

– apariţia forţelor „Coriolis" care provoacă, în cazul mişcării corpurilor (sau curenţilor de apă) abaterea lor spre dreapta în emisfera nordică şi spre stânga în cea sudică;

– variaţia diurnă a luminii (individualizarea zilelor şi nopţilor) şi, deci, ciclicitatea zilnică a geomagnetismului şi a fluxului termic, ciclicitatea de creştere zilnică şi anuală a arborilor, a coralilor etc.

**Mişcarea de revoluţie** este mişcarea Pământului în jurul Soarelui, în lungul *elipsei* (orbitei terestre) din *planul ecliptic*; ea închide un ciclu complet după un an (365 zile, 6 ore, 9 min., 11 s). În acest timp, Pământul ocupă în raport cu Soarele patru poziţii semnificative: solstiţiu, echinocţiu, periheliu, afeliu (fig. 1.8).

BUASVM CONSTANTA UNIVERSITY LIBRARY

***Solstiţiile*** marchează „poziţii" în care razele solare sunt paralele cu planul determinat de axa de rotaţie a Pământului şi normala la planul ecliptic care trece prin centrul Globului; ele se produc de două ori într-un an: vara, între 21–23 iunie şi iarna, între 21–23 decembrie.

Efecte: în emisfera nordică, în timpul solstiţiului de vară zona polară este expusă continuu la lumină în timp ce calota sudică se găseşte în întuneric complet şi continuu.

***Echinocţiile*** marchează momente în care razele venite de la Soare sunt perpendiculare pe planul determinat de axa de rotaţie a Pământului şi normala la ecliptică ce trece prin centrul Globului; în aceste poziţii, cercul de iluminare a Pământului trece prin poli, iar fiecare punct de pe suprafaţa acestuia, indiferent de emisferă, *parcurge* un drum egal în lumină şi întuneric; deci, ziua şi noaptea sunt egale.

***Periheliu*** este punctul de pe orbita terestră cel mai apropiat de Soare ($147,10^6$ km), iar ***afeliu*** este punctul de pe orbită cel mai depărtat de Soare ($152,10^6$ km).

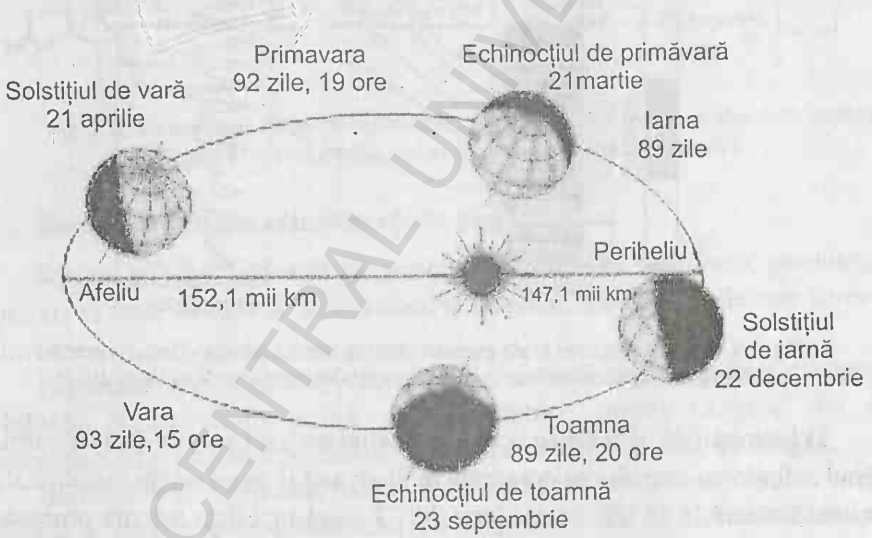



Fig. 1.8. Poziţia Pământului în raport cu Soarele în timpul mişcării de revoluţie (după Skinner, Porter, 1995).

Legat de derularea mişcărilor de rotaţie şi revoluţie ale Pământului apar evoluţii periodice ale unora dintre parametrii cosmici (fig. 1.9; 1.10) (Bayer, Seilacher, 1985; Einsele, 1991; Anastasiu, 1992; De Boer, Smith, 1994).

Astfel:

1) Revenirea Pământului în poziţia de echinocţiu se face înaintea încheierii unui an; acest decalaj este cunoscut sub denumirea de *precesia echinocţiilor*. Cauza precesiei este *nutaţia* sau mişcarea sinusoidală a axei Pământului în jurul unei

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

poziții medii, mișcare a cărei durată nu este un submultiplu exact al duratei revoluției terestre (în timpul mișcărilor de revoluție, axa de rotație a Pământului în raport cu Polul Nord al planului ecliptic descrie un con cu vârful în centrul gravitațional al planetei care se încheie complet după o perioadă de cca 26 000 de ani). Precesia provoacă variația intensității radiațiilor solare în fiecare sezon, cu efecte maxime la latitudini scăzute.

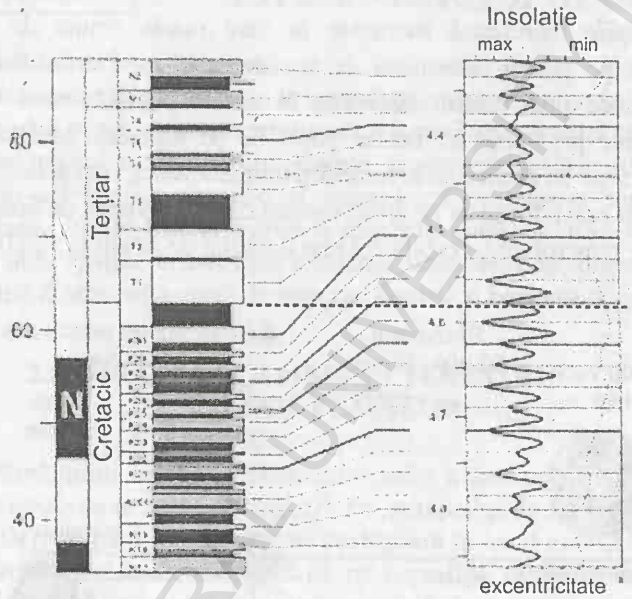



Fig. 1.9. Efectele precesiei și ale excentricității la limita Cretacic–Terțiar; cercetări paleomagnetometrice (Formațiunea de Roselo, Grecia) (după Van Vugt, 1988).

2) Se modifică *oblicitatea eclipticii*: înclinarea axei terestre față de normala la planul ecliptic nu este nici ea constantă în timp; astăzi, acest unghi este de 23°27' și oscilează o dată la 40 000 de ani între 24°27' când suprafața terestră primește mai multă căldură și 21°59' când suprafața terestră primește mai puțină căldură (acest unghi este, de fapt, și unghiul dintre planul ecuatorial și planul ecliptic). Modificarea oblicității determină variația gradientului de insolație și succesiunea sezoanelor; ea are efecte maxime la latitudini mari.

3) Se modifică *excentricitatea orbitei*: ea exprimă valoarea raportului dintre diferența Soare (S) – Pământ (P) la afeliu (A) și periheliu (P), adică (AS – SP) și suma lor (AS + SP); acest raport variază (împreună cu oblicitatea eclipticii), dar într-o perioadă mai mare de cca 93 000 – 100 000 de ani și are ca efect variația insolației totale. Ciclurile de 100 000 de ani coincid cu perioadele glaciare din Cuaternar.

BOUNDARY CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

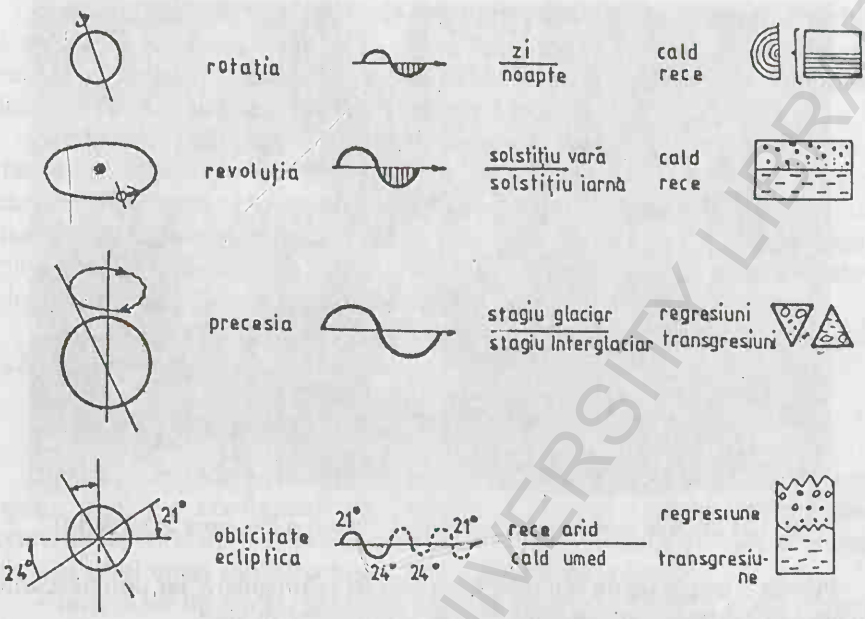



Fig. 1.10. Exemple de efecte ale succesiunii ciclurilor Milankovič în configuraţia cuplurilor litologice şi a schimbărilor climatice pe care aceasta le determină.

## Dinamica plăcilor crustale; efecte geodinamice

Scoarţa terestră, variabilă ca grosime şi diversă ca mobilitate, găzduieşte la suprafaţa sa toate mediile de sedimentare şi, implicit, toate procesele care generează sedimente.

Raportate la elemente de dinamică a litosferei, ca o reflectare complexă a stabilităţii şi mobilităţii ariilor de sedimentare, suitele exogene din ariile continentale sunt găzduite de zone de platformă (cratoni) şi zone de orogen.

Elaborarea şi acceptarea *tectonicii globale* ca o ipoteză modernă de studiu în geologie a condus pentru intervalul de timp scurs din Jurasic până în prezent (începând de acum 200 mil. de ani) la separarea unor segmente structurale noi, determinate de relaţiile care s-au stabilit în timp între diversele unităţi majore ale scoarţei terestre – *plăcile crustale* şi *dinamica lor*: esenţa *mişcărilor de expansiune* cu formare de *rifturi* şi generare de crustă oceanică şi a *mişcărilor de subducţie* cu formare de *fose* şi consum de crustă, a *mişcărilor de decroşare* la scară crustală, în lungul faliilor transformante şi al *mişcărilor de coliziune* între diversele blocuri sialice sau oceanice (Heezen, Hollister, 1971; Strahler, 1973; Săndulescu, 1984; Cox, Hart, 1986; Boggs, 1987; Collier, Leeder *et al.*, 1990; Einsele, 1991; Hamblin, 1992; Leeder, 1999; Miall, 2006) (fig. 1.11;1.12).

BCU CLUJ CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

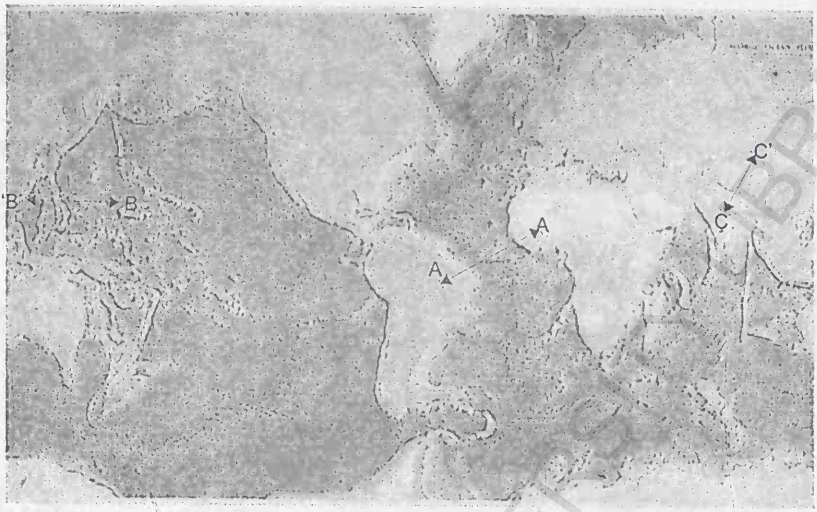



Fig. 1.11. Relieful fundului oceanic cu dorsale (rifturi) şi fose (zone de subducţie).

Plăcile crustale susţin sau mărginesc arii de sedimentare, iar prin mişcările lor influenţează calitatea sedimentelor care se acumulează în ele.

### Zone stabile: cratoni şi platforme

Bazinele de sedimentare localizate pe o crustă sialică beneficiază de stabilitate tectonică, iar natura petrografică şi configuraţia structurală a secvenţelor litologice născute aici sunt controlate de constituţia ariilor-sursă, de raportul subsidenţă/acumulare şi de poziţia lor în cadrul plăcii litosferice.

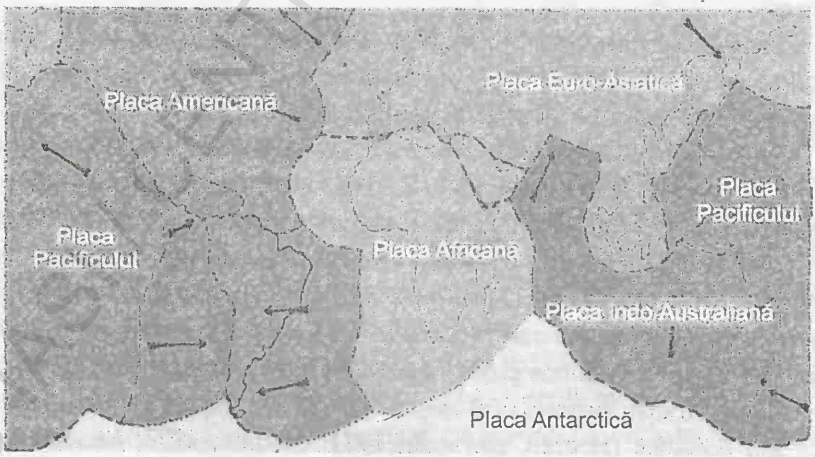



Fig. 1.12. Plăcile litosferice majore care alcătuiesc scoarţa terestră.

*Bazinele epicratonice* situate la periferia plăcilor litosferice au o stabilitate mai redusă şi se confundă adesea cu bazinele marginale pasive; ele au legătură directă cu „oceanul", iar procesele de sedimentare din cadrul lor sunt puternic influenţate de oscilaţiile de nivel ale apelor acestuia.

Secvenţele litologice cuprind, în general, depozite cuarţo-nisipoase, roci carbonatice, glauconito-fosfatice, evaporito-dolomitice şi bauxito-feruginoase (minette). Frecvenţa, grosimea şi succesiunea lor sunt determinate de factori tectonici: gradul de stabilitate a bazinului şi, respectiv, viteza de deplasare pe verticală a fundamentului său. Pe teritoriul ţării noastre, asemenea asociaţii litologice se întâlnesc în Platforma Moldovenească şi în Dobrogea de Sud.

În timpurile actuale, Golful Mississippi şi Bazinul Niger suportă o sedimentare tipică bazinelor epicratonice deschise.

**Zone mobile: centurile orogene**

Bazinele de sedimentare antrenate în mişcări orogenice au avut în decursul timpului geologic configuraţii morfologice şi funcţii sedimentologice diverse. Încercările de corelare a teoriei geosinclinalelor cu tectonica globală au condus la separarea a trei tipuri tectostructurale distincte de zone orogene:

– orogen de tip *andin,* născut în zona de coliziune dintre o placă oceanică şi un continent;

– orogen de tip *arc insular,* format prin coliziunea dintre două plăci oceanice;

– orogen de tip *himalayan,* generat la coliziunea dintre două continente. În evoluţia bazinelor de sedimentare cu fundament activ – ensialic sau ensimatic – prin orogeneză au devenit masive cutate şi s-au alipit (s-au sudat) platformele limitrofe (fig. 1.13).

Centurile orogene includ aşa-zisele asociaţii litologice din „bazinele de fliş şi molasă".

Termenul **fliş** a fost utilizat pentru prima oară în Elveţia de către Studer (1827) pentru a desemna nişte argile terţiare moi, care dau fenomene de alunecare. Conceptul „fliş" – ca asociaţie litologică sau facies orogenic – a fost introdus de Bertrand (1897) pentru a defini totalitatea depozitelor acumulate în geosinclinale şi având ca sursă cordilierele în curs de ridicare datorită mişcărilor orogenice.

După Wilson, asociaţiile de fliş se acumulează progresiv în fose şi bazine remanente (sincron cu mişcările orogenice care urmează subducţiei, în *stadiul de fliş* din evoluţia unui bazin de sedimentare).

**Molasa,** ca şi „flişul", a avut o semnificaţie în special tectonică, sugerând totalitatea depozitelor sedimentare acumulate în momente post-orogene. Astăzi se acceptă faptul că molasa corespunde unor depozite terigene tardeorogene acumulate pe flancurile unui craton, într-un bazin liniar adânc (van Hauten, 1973).

După Wilson, asociaţiile de molasă sunt caracteristice stadiului geosinclinal târziu (= *stadiul de molasă*) când bazinul de sedimentare tinde să se închidă prin coliziune (= *stadiul de coliziune*).

*
* *

BCU CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Prin prisma tectonicii globale, acumularea sedimentelor a avut loc în zone de expansiune, în zone de subducție, în zona faliilor transformante și în zone de coliziune continentală. Suitele sedimentare formate în aceste sectoare crustale se diferențiază între ele prin litofaciesuri și biofaciesuri, prin grosimea formațiunilor și rata de acumulare, prin structurile sedimentare și caracterul secvențelor litologice etc.

## Zone de expansiune

Expansiunea plăcilor crustale generează *rifturile,* care din punct de vedere morfologic corespund unor zone depresionare liniare și înguste delimitate tectonic de sisteme de fracturi paralele; ele sunt în același timp și locul de formare a unor porțiuni de crustă oceanică în care fluxul termic este foarte ridicat. Prin funcția lor, rifturile sunt sectoare crustale mobile și active, adesea însoțite de un vulcanism activ. Bazinele aferente unor astfel de zone sunt amplasate în interiorul „continentelor", la limita lor sau – în cazul unor rifturi evoluate – pe așa-numitele „margini pasive" din zona de joncțiune a litosferei continentale cu litosfera oceanică (fig. 1.13).

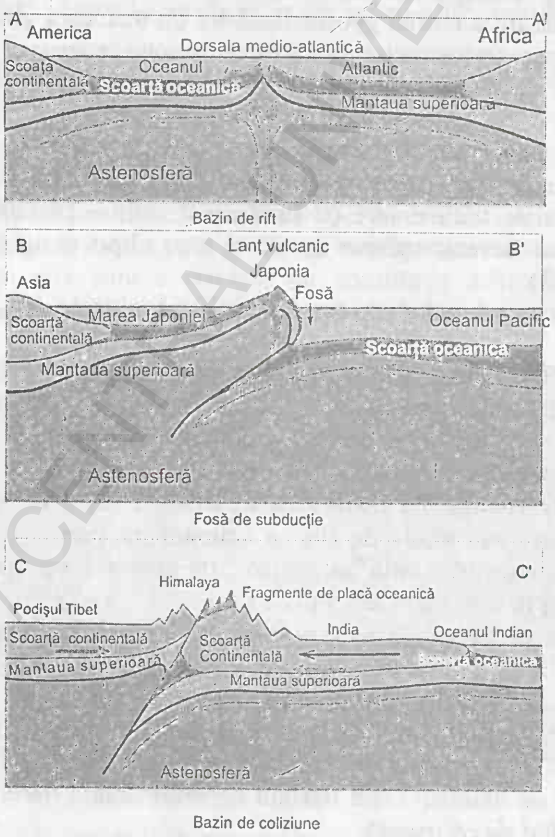



Fig. 1.13. Secțiuni transversale printr-un bazin situat deasupra unei cordiliere oceanice – zonă de rift, printr-un bazin într-o zonă de subducție și printr-o zonă de coliziune.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

**Sedimentarea în bazine de rift intracontinentale.** Rifturile intracontinentale sau marile grabene terestre reprezintă depresiuni alungite rezultate prin distensii active (expansiune de „întindere" intraplacă – Bleahu, 1983 – cu o rată de 1 mm/an) ale unui soclu sialic în care, cu intermitență, s-a putut manifesta și o activitate vulcanică. Exemplele clasice ale unor astfel de bazine sunt: Grabenul Rinului, Lacul Baikal, Valea Iordan și Marea Moartă. Alte zone, bine-cunoscute, în care crusta sialică este foarte subțire sau lipsește complet sunt așa-numitele rifturi oceanice emerse: cel Est-African având în lungul său lacurile Malawi, Tanganiyka, Kiwu, Eduard, Rudolf și, respectiv, zona Afar din Cornul Africii.

**Sedimentarea în bazine de rift intercontinental.** Bazinele de rift intercontinental sunt caracterizate printr-o expansiune mai accelerată (1 cm/an), fluxul termic este mai ridicat, iar manifestările vulcanice – în foarte diverse forme – sunt mult mai active. Adâncimea bazinelor actuale este mare, ceea ce constituie – în raport cu lărgimea lor – o premisă pentru un regim de sedimentare în condiții de salinitate crescută și ape termale; morfologia bazinelor este variată și exprimă gradul lor de evoluție. Fundamentul lor este întotdeauna oceanic (alcătuit din complexe ofiolitice cu magmatite și vulcanite bazice și ultrabazice): bazinele tinere – tip Marea Roșie și Golful Californiei – sunt alungite (peste 1 000 km) și adânci și permit acumularea unor sedimente mai groase chiar în „valea de rift"; bazinele evoluate – cu dorsale medio-oceanice – tip Atlantic sau Pacificul de est – sunt foarte largi, au o morfologie complexă și, de regulă, sunt sărace în sedimente în zona dorsalelor; grosimea sedimentelor crește.

Sedimentarea în *paleorifturile* intercontinentale este astăzi exemplificată prin unele secvențe litologice – considerate de „prefliș cu ofiolite" sau „fliș Atlantic" cu epiclastite de apă puțin adâncă – din Appalași (Cambrian–Ordovician) și asociațiile de roci carbonatice și marne din Alpii mediteraneeni (Triasic superior – Jurasic inferior).

**Sedimentarea în marginile continentale pasive.** Marginile continentale pasive – de tip Atlantic – coincid cu zonele de trecere de la o crustă continentală la o crustă oceanică nou-formată prin expansiunea îndelungată a unui bazin de rift. Bazinele instalate în aceste sectoare sunt caracterizate prin subsidență activă și o rată mare de acumulare a sedimentelor. Consecința o reprezintă grosimea mare a depozitelor (8 –18 km în Mezozoicul și Terțiarul din America de Nord).

### Zone de convergență; bazine de conservare

Evoluția plăcilor crustale prin mișcări convergente, de apropiere, atrage după sine inițierea, la un moment dat, a subducției, ceea ce determină o modificare accentuată a morfologiei acestor sectoare crustale: după consumul de crustă au loc dislocații disjunctive puternice și manifestări vulcanice dintre cele mai variate: se

BCU IAȘI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

nasc insule vulcanice, sectoarele limitrofe subducției sunt caracterizate printr-o puternică seismicitate.

Printr-o largă generalizare – într-un domeniu atât de complex din punct de vedere dinamic şi structural – bazinele de sedimentare coincid cu *fosele,* intervalul *fosă–arc, arcurile insulare* (vulcanice) şi sectoarele *retro–arc*; ele se diferențiază sensibil prin adâncime, mobilitate, relația cu vulcanismul şi, implicit, prin chimismul apelor, legătura cu ariile continentale etc. Mai mult decât atât, procesul de sedimentare este influențat şi de natura plăcilor care intră în relații de subducție. Din acest punct de vedere se disting *relații de convergență:*

– între o placă continentală emersă şi o placă oceanică (tip Andin) cu formare de arc insular intracontinental şi depresiune continentală submontană („bazin retroarc") (v. fig. 1.13);

– între o placă continentală parțial submersă şi o placă oceanică, cu arc vulcanic insular (ex. Arhipelagul Sumatera – Iawa cu Marea Andaman – bazin retroarc pe fundament sialic);

– între două plăci oceanice, cu sau fără înglobare de mase sialice: cazul Mării Japoniei şi, respectiv, al arcurilor Mariane şi Aleutine din Oceanul Pacific.

**Sedimentarea în intervalul fosă–arc.** Intervalul fosă–arc, extins pe 50–250 km lățime, cu o morfologie foarte variată, cuprinde zonele de sedimentare corespunzătoare bazinelor marginale active de tip andin: prearc (sau forearc) între muchia fosei şi arcul magmatic; interarc (între arcul vulcanic propriu-zis şi arcul remanent); fundamentul lor este constituit fie din crustă continentală, fie din crustă oceanică. Ambele tipuri de bazine se caracterizează prin sedimente slab tectonizate provenite din două surse: ariile continentale învecinate şi arcul vulcanic.

**Sedimentarea în bazine retroarc.** Bazinele retroarc, situate între continent şi arcul vulcanic, sunt lipsite de arcuri remanente, sunt instalate pe margini continentale şi reprezintă arii depresionare subaeriene (unele zone deşertice din Anzi) sau depresiuni submerse de mică adâncime (în spatele Iawei), dar cu subsidență foarte activă.

**Faliile transformante** care traversează zonele de expansiune (uneori şi cele de subducție) pot compartimenta sectoare ale crustei în arii depresionare capabile să găzduiască stive de sedimente (*bazine de conservare*). Mişcarea microplăcilor, delimitate de astfel de factori, este oblică față de direcția „accidentelor" majore şi poate avea un caracter divergent (generând „bazine în regim de transtensiune" delimitate de falii în trepte – ex. Marea Moartă şi Bazinul Ridge din vecinătatea faliei San Andreas, California) sau convergent (generând „bazine în regim de transpresiune", închise ulterior prin coliziune) – ex. sectorul Pecineaga – Camena, Dobrogea) (Grădinaru, 1985).

Sedimentele acumulate în astfel de bazine, de regulă afectate şi de subsidență, sunt groase şi prezintă variații laterale de facies.

BCU CLUJ / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

### Zone de coliziune

Prin coliziunea plăcilor crustale, suprafaţa şi adâncimea unui bazin de sedimentare scad, sedimentele acumulate anterior se cutează, iar zona emersă limitrofă devine sursă pentru un nou ciclu de sedimentare. În funcţie de natura plăcilor care converg, diversitatea morfologică şi tectostructurală a unor astfel de bazine este mare. Între ele se disting: *bazine oceanice remanente*, cu sedimente oceanice abisale şi sedimente deltaice (ex. Golful Bengal) şi *bazine orogenice târzii*, reciclate, cu sedimente fluvio-deltaice, ce ating grosimi de 4 000–5 000 m (ex. Marea Adriatică), sau cu sedimente carbonatice şi evaporitice (ex. zona Zagros din Golful Persic).

## 2.2. ARIA-SURSĂ ŞI SPAŢIUL DEPOZIŢIONAL

În cadrul domeniului sedimentar, rocile clastice reprezintă singurele depozite capabile să ofere informaţiile necesare pentru reconstituirea completă a istoriei „depoziţionale" a sedimentelor de origine, începând cu locul de proveniență a particulelor constituente, continuând cu aspectele legate de dinamica lor (mod de transport, distanţă, direcţie, sens) şi încheind cu locul şi condiţiile de acumulare; desăvârşirea lor ca depozite litificate şi exondate se realizează într-o etapă târzie, postdepoziţională.

Analizând natura particulelor sau „clastelor" cu ajutorul cărora putem reconstitui acest drum, admitem că termenul *detritic* evidenţiază caracterul mecanic şi fragmentar al acestora, termenul *terigen,* natura continentală în raport cu bazinul, iar cel *alogen,* proveniența lor străină de procesele din interiorul bazinului (în special, de cele chimice şi biotice).

În studiile recente de sedimentologie se conturează, ca o problemă de mare interes ştiinţific şi economic, reconstituirea de paleosurse pentru depozitele siliciclastice de natură epiclastică, prin examenul petrografic comparativ (sau de „petrologie comparată"). În felul acesta, se pot obţine primele informaţii concrete şi obiective despre configuraţia geologică a unei regiuni într-un moment anterior vârstei rocilor detritice pe care le studiem. Pot fi, de asemenea, stabilite premise noi, sedimentologice, pentru aprecierea nivelului de eroziune într-o regiune, a paleovulcanismului, a potenţialului economic al zonei considerate „de proveniență" pentru sedimentarea clastică dintr-un anume bazin (Zuffa, 1985; Anastasiu, 1986; Francus, 2003; Henry, 2005).

Prin ***arie-sursă*** definim orice zonă în care deschiderile naturale de roci sunt supuse dezagregării, acestea pierzându-şi coeziunea dintre constituenţii minerali şi transformându-se în *granoclaste* şi *litoclaste* ce formează masa eluviilor, deluviilor şi coluviilor. Într-o fază următoare, prin transport individual sau transport în masă, ele ajung să se acumuleze în diverse medii de sedimentare. O arie-sursă se caracterizează prin constituţie petrografică, structură geologică, morfologie, poziţie geografică faţă de bazin şi se poate identifica cu o *provincie distributivă.*

În *alcătuirea petrografică* a unei arii-sursă intră toate rocile preexistente deschise la un moment dat de eroziune. În funcție de *structura geologică* a regiunii, ariile-sursă pot fi monotone din punct de vedere petrografic (alcătuite, de exemplu, numai din roci magmatice, roci sedimentare, roci metamorfice) sau pot avea o alcătuire foarte complexă (de exemplu, un bazin hidrografic traversează o zonă bine deschisă în care aflorează simultan diverse tipuri de roci – granite, şisturi cristaline, calcare, gresii etc.). *Unitățile de platformă*, alcătuite din serii groase de roci stratificate cu structuri tabulare sau monoclinale, apropiate de orizontală, vor constitui „arii-sursă" cu alcătuire petrografică uniformă pe distanțe mari. *Unitățile de orogen* în care formațiunile geologice sunt aduse la verticală funcționează ca „arii-sursă" foarte variate din punct de vedere litologic; în astfel de zone, pe suprafețe relativ mici, aflorează variate tipuri de roci.

Manifestarea fenomenelor vulcanice într-o arie-sursă – indiferent de structura şi alcătuirea ei petrografică – duce la contaminarea materialului epiclastic cu material vulcanoclastic. Prezența acestuia în secvențele litologice sedimentare constituie cel mai bun argument pentru precizarea momentelor de erupții vulcanice concomitente cu sedimentarea.

Monotonia sau diversitatea petrografică a ariei-sursă se va reflecta în natura granoclastelor şi litoclastelor din compoziția sedimentelor acumulate în bazinul din imediata sa vecinătate.

În funcție de *numărul* şi *orientarea bazinelor hidrografice* (glaciare) una şi aceeaşi arie-sursă poate alimenta unul sau mai multe bazine de sedimentare; atunci când bazinul de sedimentare este foarte extins, alimentarea se va face din mai multe arii-sursă.

Pentru a funcționa ca o „arie-sursă", zona trebuie să fie exondată şi să se situeze deasupra nivelului de bază (al unei mări, al unui râu sau al unui ghețar) adică deasupra punctului de la care eroziunea este activă. Cu cât diferența de înălțime dintre nivelul de bază şi altitudinea maximă a ariei-sursă este mai mare (deci, energia reliefului este mai pronunțată), aportul de material terigen este mai abundent.

Pentru ca o arie-sursă să fie activă, ea trebuie să se circumscrie unei zone mobile din scoarța terestră. Adesea, astfel de zone sunt delimitate de fracturi crustale şi sunt supuse unor mişcări de ridicare în raport cu bazinul învecinat. Prin subsidență, prăbuşire sau eroziune, o zonă-sursă care a fost activă şi care ajunge la nivelul de bază (sau la limita sa) încetează să mai fie o sursă de sedimente pentru bazin. Ariile-sursă cele mai active capătă morfologia unor masive centrale izolate, cu poziție excentrică față de bazin, a unor culmi sau cordiliere alungite, paralele cu marginea bazinului sau transversale față de acesta.

Indiferent de *morfologie*, ariile-sursă, în raport cu poziția lor, pot fi *extrabazinale* sau *intrabazinale* (fig. 1.14). Sursele extrabazinale se află la distanțe foarte diferite de bazin; poziția lor geografică în raport cu bazinul poate fi apreciată prin studiul structurilor sedimentare (prin reconstituirea direcțiilor de paleocurenți).

BCU CLUJ UNIVERSITY LIBRARY

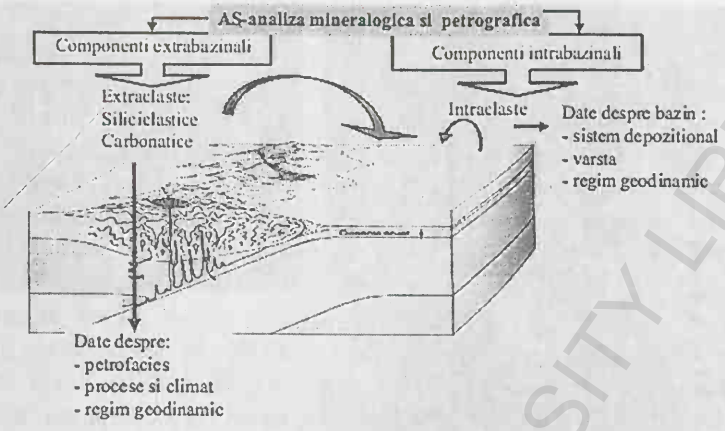



Fig. 1.14. Originea clastelor în raport cu poziţia faţă de bazin a ariei-sursă. Tipul de date care se pot obţine din prelucrarea analizelor mineralogice şi petrografice.

Ţinând cont de evoluţia şi diversificarea treptată a compoziţiei şi structurii scoarţei terestre, ar trebui să acceptăm ideea că în primele sale momente de dezvoltare ariile-sursă au fost – pentru bazinele precambriene – mai puţin complexe decât cele care au funcţionat în raport cu bazinele fanerozoice.

## 2.2.1. CRITERII ŞI METODE; SISTEME DE REFERINŢĂ

Reconstituirea ariilor-sursă de material reprezintă un examen laborios care are la bază criterii complexe (mineralogice, structurale, texturale, chimice şi geochimice), precum şi metode adecvate. Tehnicile de investigaţie capabile să ofere informaţii asupra naturii genetice a granoclastelor prezente în gresii şi conglomerate s-au diversificat mult. Astfel, alături de examenul microscopic, în secţiuni subţiri, al trăsăturilor optice ale mineralelor selectate, studiul incluziunilor fluide, analiza prin catodoluminiscenţă (CL), analiza elementelor urmă (TE), abundenţa pământurilor rare (REE–*Rare Earth Element*), a izotopilor stabili (Sr, în special), microscopia electronică color (SEM) se dovedesc a fi metode foarte utilizate (Dickinson, Valloni, 1980; Anastasiu, 1986; Boggs, Krinsley, 2003; Von Eynatten, Barcelo-Vidal *et al.*, 2003).

### Criteriul mineralogic (indicatori de provenienţă)

Natura petrografică a ariei-sursă poate fi precizată direct prin examenul optic al clastofaciesului (constituenţii alogeni), respectiv al cuarţului, feldspaţilor, litoclastelor, mineralelor grele din rocile siliciclastice (conglomerate şi gresii). Studiile recente (Henry, 2005) au evidenţiat rolul pe care mai multe minerale grele – zircon, turmalină, rutil, monazit, spineli, granat, ilmenit – îl au în aceste reconstituiri (fig. 1.15). De asemenea, în ultimii ani, s-au obţinut informaţii semnificative din studiul amfibolilor, piroxenilor, biotitului, muscovitului şi apatitului.

BCU CLUJ / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

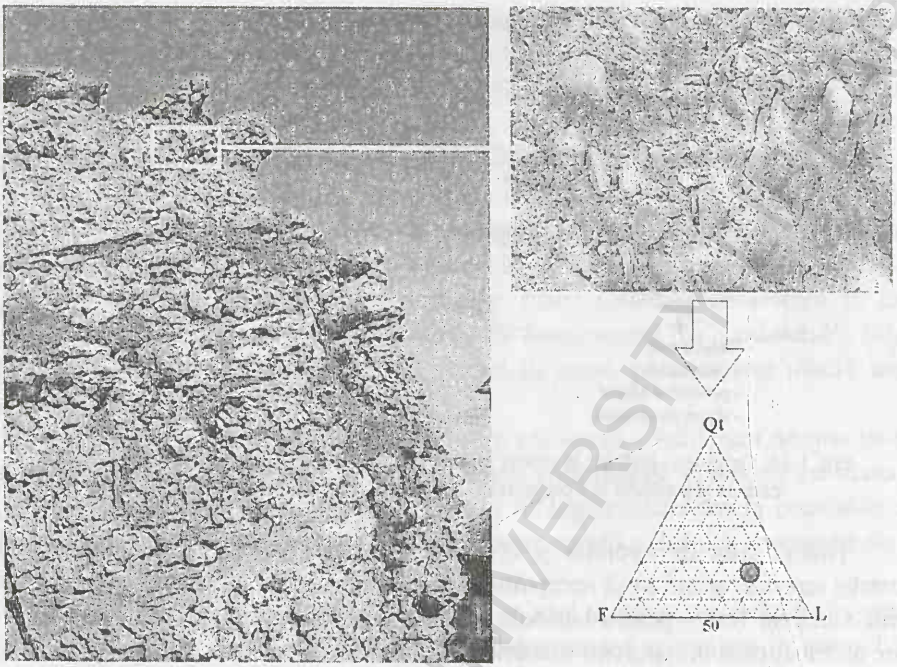



Fig. 1.15. Rocile clastice (conglomerate şi gresii) sunt surse pentru analizele modale capabile să precizeze conținutul în cuarț (Q), feldspați (F) și fragmente de roci (L), necesar stabilirii petrotipurilor și, apoi, a tectofaciesurilor (Conglomeratele de Ceahlău – foto Anastasiu, 2005).

*C u a r ț u l* – un mineral cu participare constantă în gresii şi conglomerate, poate proveni din surse foarte variate. El este un component principal în multe roci plutonice (granite, granodiorite), vulcanice (riolite, dacite), în pegmatite şi aplite, în şisturi cristaline (cuarțite, micaşisturi, gnaise). Identificarea apartenenței sale primare ia în considerare efectul sau lipsa factorilor de stres (extincțiile nete sunt specifice cristalelor vulcanice, iar cele ondulatorii, cristalelor care au trecut printr-o arie de deformare tectonică), natura şi orientarea incluziunilor solide (zircon, rutil, sillimanit etc.). Frecvența sa ridicată în epiclastitele examinate, corelată cu un ridicat indice de rotunjime constituie un *indicator al maturității* sedimentului, respectiv, al reciclării sale.

Cercetările integrate ale granulelor de cuarț, microscopia electronică (SEM) şi catodoluminiscența (CL) (fig. 1.16) au scos în evidență trăsături noi, legate de zonare, microfisuri, defecte reticulare, lamele „Böhm", recristalizări şi efecte la stres, altele decât cele clasice (de ex., extincția ondulatorie). Toate aceste proprietăți primare nu suferă modificări în timpul deplasării clastelor, al alterării şi al diagenezei şi permit o mai uşoară şi exactă identificare şi departajare a naturii plutonice, vulcanice şi/sau metamorfice a clastelor de cuarț (Boggs, 1987; Boggs, Krinsley, 2003; Bernet, Bassett, 2005).

BCU CLUJ CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

***Feldspaţii*** – graţie diversităţii condiţiilor lor de geneză, bine exprimate în proprietăţile acestora – pot preciza, în multe situaţii, rocile din care provin. Astfel, dintre plagioclazi, termenii sodici – *albit* şi *oligoclaz* – provin din plutonite acide (granite, granodiorite) şi din epimetamorfite; în mezometamorfite este frecvent *oligoclazul* bazic. Termenii neutri şi bazici (*andezin, labrador, bytownit*) provin din plutonite (diorite şi gabbrouri) sau vulcanite bazice (andezite şi bazalte); în vulcanite, plagioclazii sunt frecvent zonaţi.

Polimorfii tectosilicatului $KA1Si_3O_8$ se formează în condiţii foarte diferite şi, de aceea, sunt buni *indicatori de proveniență.* Astfel, *sanidina* (feldspatul potasic de temperatură înaltă, cu triclinicitate zero şi grad de dezordine ridicat) este întâlnită, în exclusivitate, în vulcanite acide. *Ortoclazul* de temperatură medie (are triclinicitate = 0,3 – 0,6 şi un grad de ordonare al reţelei mai mare) este propriu granitoidelor magmatice şi granulitelor. *Microclinul,* termenul de temperatură scăzută (cu triclinicitate maximă = 0,7 – 1 şi grad de ordonare maxim) este frecvent în granitoidele anatectice şi metasomatice, în gnaise şi paragnaise şi nu se întâlneşte niciodată în vulcanite.

***Fracţiunea grea*** din rocile detritice provine prin concentrarea gravitaţională a mineralelor accesorii eliberate prin dezagregarea plutonitelor, vulcanitelor, metamorfitelor şi, uneori, prin remanierea unor foste roci sedimentare. În rocile endogene din care au provenit prin cristalizare şi blasteză sunt, de multe ori, *indicatori termobarici.* Fiind adesea minerale stabile, rezistente la alterare, se conservă prin transport şi sedimentare. Pentru creşterea gradului de certitudine în reconstituirile de paleosurse se examinează asociaţii de minerale grele. Astfel, se consideră de proveniență metamorfică mineralele: *granat, andaluzit, sillimanit, disten, staurolit*; de proveniență magmatică: *zircon, sfen, turmalină, rutil* etc.; din pegmatite poate proveni *berilul, casiteritul, turmalina* (fig. 1.16).

Examenul optic nu este suficient pentru a obţine informaţii legate de apartenenţa genetică a micelor (muscovit şi biotit), a cuarţului. Micele, cuarţul şi, când se pot conserva, amfibolii şi piroxenii nu sunt utilizaţi direct şi singular ca indicatori de proveniență. În asociaţie cu anumiţi feldspaţi şi mineralele grele pot completa imaginea despre mineralogia ariei-sursă.

Utilizarea zirconului ca indicator de proveniență este mai puţin recomandată. Totuşi, studiile asupra granulelor de zircon au dat rezultate foarte bune privind vârsta absolută a acestuia şi, în acest fel, o posibilă departajare a surselor. În schimb, analize integrate Zr-Hf combinate cu U-Pb au putut evidenţia surse multiple şi reciclări repetate ale unor astfel de granule (Augustsonn, Munker, Fanning, Bahlburg, Jacobsen, 2003).

***Litoclastele*** – reprezentând fragmente de roci preexistente – prin asociaţiile mineralogice care le definesc şi prin trăsăturile lor texturale şi structurale – grad de cristalinitate şi idiomorfism, dimensiuni absolute şi relative ale cristalelor, orientarea sau lipsa de orientare a acestora – reprezintă particule alogene cu semnificaţii directe în reconstituirile de paleosurse şi, de aceea, sunt cel mai frecvent utilizate în acest sens.

BCU BABEŞ-BOLYAI UNIVERSITY LIBRARY

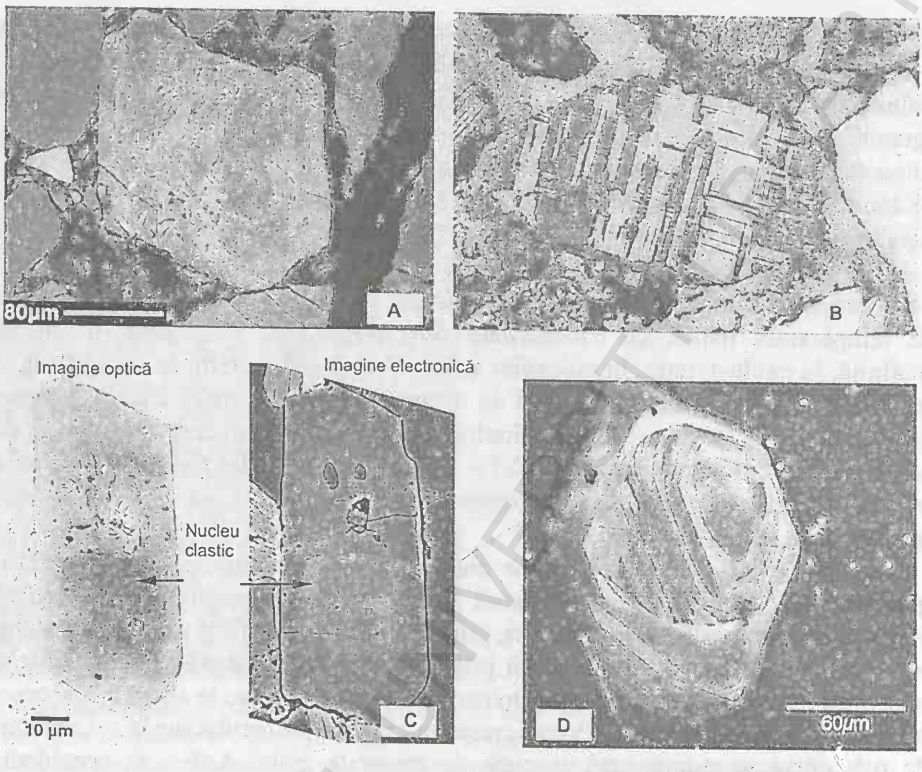



Fig. 1.16. Granule clastice de cuarț, microclin, zircon, turmalină utilizate în reconstituiri de arii-sursă: A) cuarț zonat, origine plutonică (imagine CL); B) microclin detritic, origine metamorfică; C) turmalină – granul detritic cu incluziuni și zonă de supracreștere; D) zircon zonat, origine magmatică (CL+SEM) (imagini foto Henry, 2005).

În cazul în care sursa care a generat litoclastele unui anumit moment cronostratigrafic este încă exondată și, de aceea, se poate considera încă activă pentru procesele de sedimentare actuale – de exemplu, cristalinul Carpaților Orientali pentru formațiunile detritice pliocene din bazinele intramontane sau „șisturile verzi" dobrogene pentru o parte din epiclastitele acumulate în Cretacic, Eocen, Oligocen, Miocen – atunci reconstituirea ariilor-sursă din acele momente, ca metodă de studiu, devine o analiză comparativă și face obiectul *petrologiei comparate* (Anastasiu, 1984): astfel, se studiază litoclastele formațiunilor detritice *vis-à-vis* de tipurile de roci din sursa încă activă.

Un asemenea examen prin care se caracterizează și se compară cele două elemente luate în analiză trebuie să aibă în vedere aplicarea cu consecvență a unor criterii unitare, începând cu cel mineralogic, prin care se stabilesc asociațiile de minerale și proprietățile lor specifice (de exemplu, variația unor constante optice la amfiboli, feldspați, biotit etc.) și continuând cu cel structural și textural (agregate microcristaline sau larg cristaline, dimensiunea maximă a cristalelor, conturul

caracteristic şi felul contactului dintre particule; existenţa foliaţiilor şi microlaminaţiilor, precizarea gradului de deformare a cristalelor). În cazul litoclastelor sedimentare şi al „sursei" lor, aspectele diagenetice apar foarte concludente. Pentru cuarţ, clorit şi mice – granoclaste foarte comune şi cu posibilităţi de provenienţă foarte diferită – examenul röentgen comparativ, analiza chimică şi cea spectrală, determinarea microincluziunilor etc. reprezintă etape concludente şi necesare în argumentarea unităţii lor de origine.

**Criterii structurale (indicatori de poziţie)**

Precizarea poziţiei spaţiale a ariei-sursă în raport cu locul de acumulare a materialului provenit din aceasta se poate face prin analiza structurală a depozitelor siliciclastice din care s-au efectuat şi analizele mineralogice respective. În acest scop, vor fi examinate structurile direcţionale – planare şi liniare – capabile să precizeze direcţia şi sensul curenţilor care au transportat materialul.

Prin corelaţie, vor fi urmărite direcţiile urmelor de curent (caneluri), ale urmelor de galeţi saltaţi, simultan cu poziţia laminelor frontale din corpurile oblic laminare şi orientarea crestelor din ondulaţiile de curent. În depozitele aluviale, imbricaţia galeţilor poate, de asemenea, să sugereze sensul curentului. Studiul structurilor sedimentare reprezintă dincolo de acest scop – al reconstituirii poziţiei paleosursei – o metodă uzuală şi de multe ori eficace pentru reconstituirea paleocurenţilor din cadrul unui bazin.

*
* *

**Petrologia comparată** apare, astfel, ca o metodă concludentă în stabilirea tuturor conexiunilor posibile între formaţiunile detritice din bazinul sedimentar şi aria-sursă care le-a generat. În cazul surselor recente – de exemplu, orogenul carpatic ca arie-sursă pentru bazinele miocene şi pliocene – un asemenea examen permite şi o reconsiderare a clastelor după îngroparea şi, respectiv, în timpul îngropării lor. Toate rocile detritice tinere considerate a se fi format pe seama unui material carpatic pot constitui obiectul unor astfel de analize. De fiecare dată, însă, este nevoie să evaluăm şi volumul posibil de material erodat, respectiv ritmul mişcărilor de înălţare care au afectat sursa presupusă.

Regimul tectonic în care a funcţionat o arie-sursă este definit prin noţiunea de *tectofacies* (fig. 1.17).

Dickinson, Suczec (1979) şi Dickinson, Valloni (1980) au definit cadrul global al provinciilor distributive (al ariilor-sursă de material pentru bazinele imediat limitrofe), propunând trei tectofaciesuri, respectiv, stadii majore din evoluţia acestor arii: *cratonic, orogen reciclat* şi *arc magmatic*. Aceste categorii au devenit sisteme de referinţă pentru toate analizele care prelucrează compoziţiile modale ale siliciclastitelor. Aceste sisteme au fost completate şi nuanţate, prin semnificaţiile lor dinamice şi morfostructurale, de contribuţiile lui Maynard (1981,1984), Valloni (1985) şi Zuffa (1985).

BCU Cluj / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

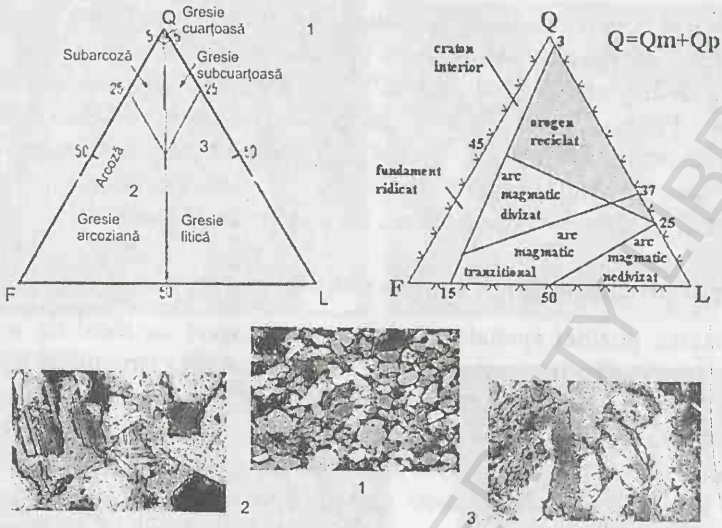



Fig. 1.17. Diagramele de clasificare a rocilor siliciclastice (după Pettijohn, Potter, Siever, 1973) şi de stabilire a tectofaciesurilor (după Dickinson, Suczec, 1979), alături de imagini microscopice ale petrotipurilor gresie cuarţoasă (*1*), gresie feldspatică (*2*) şi gresie litică (*3*).

Tabelele 1.3 şi 1.4 rezumă caracteristicile generale ale tipurilor de tectofacies rezultate din cele două diagrame ternare.

*Tabelul 1.3*

Semnificaţia tipurilor de tectofacies şi compoziţiile lor modale

| Arie-sursă | Semnificaţie tectonică | Compoziţie modală |
|---|---|---|
| **Craton interior** | Interiorul unui bloc continental sau margine pasivă | Gresii bogate în Qt cu raţii foarte mari Qm/Qp şi Fk/Fp |
| **Fundament ridicat (înălţat)** | Margine de rift sau falie transformantă | Gresii cuarţo-feldspatice (Qm-F) cu conţinuturi scăzute în L şi cu raţii Qm/F şi Fk/Fp mari |
| **Arc magmatic (divizat, nedivizat şi tranziţional)** | Arc insular sau arc continental | Gresii feldspatolitice (F-L) vulcano-clastice cu raţii mari Fp/Fk şi Lv/Ls cè trec gradat către compoziţii cuarţo-feldspatice reprezentând material erodat din rădăcinile plutonice ale arcului |
| **Orogen reciclat** | Complex de subducţie sau centură cutată | Gresii cuarţolitice (Q-Lt) cu conţinuturi scăzute în F şi Lv şi cu raţii variabile Qm/Qp şi Qp/Ls |

*Cratonul interior*: este o arie stabilă cu relief relativ scăzut şi este constituit din roci granitice şi metamorfice (gnaise), precum şi o pătură subţire de roci sedimentare. Acestea furnizează mari cantităţi de cuarţ, în general Qm şi feldspaţi potasici. Materialul detritic este depus în bazine intracratonice sau poate fi deplasat către marginile pasive unde este depus (fig. 1.18).

BCU CLUJ / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

*Tabelul 1.4*

Tectofaciesuri (după Maynard, 1984; Valloni, 1984)

| Tecto-faciesuri | *Trailing edge* (TE) | *Strike-slip* (SS) | *Continental margin* (CM) | *Backarc* (BA) | *Forearc* (FA) |
|---|---|---|---|---|---|
| Clasto-facies (%): | | | | | |
| Qz | 10 | 29 | 18 | 19 | 2 |
| Feldspaţi | 30 | 45 | 52 | 39 | 17 |
| Litice | 10 | 26 | 30 | 42 | 31 |
| % anortit | 19 | 26 | 29 | 38 | 50 |
| | | | | | |
| Valloni, 1984 | | | | | |
| Tecto-faciesuri | Bloc cratonic | Terenuri supracrustale (Cordiliere sedimentare) | Terenuri compozite (Cordiliere vulcanice) | Terenuri vulcanice (Arcuri vulcanice) | |
| Clastofacies | Q-F | Q-L | F-L | Lv | |
| Q/F | >1:3 | > 1:3 | < 1:3 | < 3:1 | |
| F/L | > 1:3 | > 4:1 | | < 4:1 | |
| | | | | | |

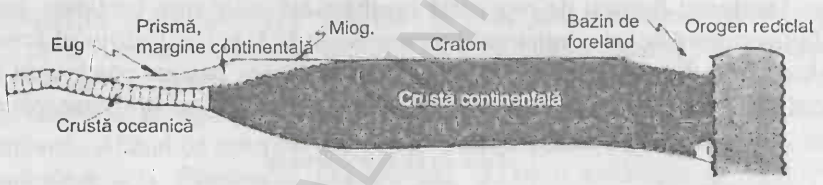



Fig. 1.18. Secţiune transversală prin crusta continentală şi crusta oceanică; evidenţierea cratonului interior şi a bazinelor învecinate (după Dickinson, Valloni, 1980).

*Fundamentul ridicat*: reprezintă un areal continental cu relief pronunţat dezvoltat în lungul zonelor de rift şi al zonelor de *strike-slip*. Petrofaciesul dominant este cuarţo-feldspatic cu Qm majoritar. Materialul este depus în bazinele extensionale create (rifturi, bazine *pull-apart* etc.) (fig. 1.19).

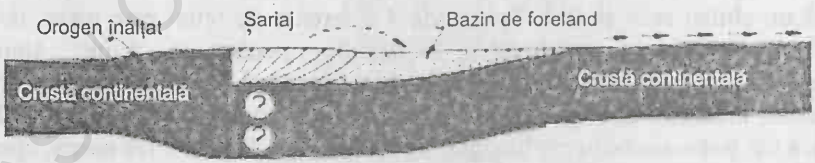



Fig. 1.19. Secţiune transversală prin crusta continentală şi crusta oceanică; evidenţierea orogenului înălţat şi a bazinelor învecinate (după Dickinson, Valloni, 1980).

*Arcul magmatic*: produce material detritic cu conţinuturi mari în litoclaste vulcanice. Pe măsură ce materialul vulcanic din topul arcului este erodat, rădăcina plutonică devine expusă şi funcţionează ca sursă generând petrofaciesuri dominant

BCU IAŞI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

cuarțolitice. Termenul de arc divizat se referă la acest aspect și, astfel, rezultă o tendință vulcano-plutonică. Clastele de origine vulcanică au în general o compoziție andezitică și sunt de tip microlitic. Materialul este depus în bazine forearc și inter-arc. Rocile rezultate se pot transforma în timpul diagenezei în roci de tip graywacke datorită dominanței particulelor instabile de origine vulcanică (fig.1.20, 1.21).

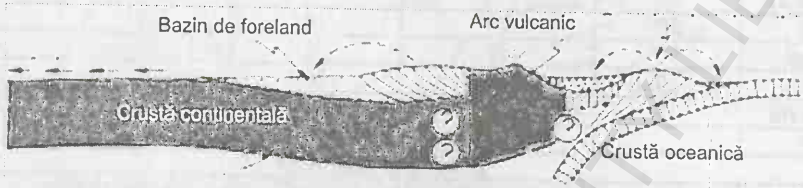



Fig. 1.20. Secțiune transversală prin crusta continentală și crusta oceanică; evidențierea arcului vulcanic (magmatic) și a bazinelor învecinate (de foreland și de subducție) (după Dickinson, Valloni, 1980).

*Orogenul reciclat*: furnizează compoziții foarte variate reflectând diferitele tipuri de orogen (în general de coliziune continent–continent sau continent–ocean). Sedimentul poate fi depus în bazinele de foreland limitrofe sau, prin intermediul unor sisteme fluviatile majore, poate fi transportat la distanțe mari, către alte tipuri de bazine. Detritusul furnizat de orogenele rezultate din coliziunea continent–continent este de tip cuarțolitic cu conținuturi foarte scăzute în F și Lv. Detritusul furnizat de complexul de subducție dintr-un orogen continent–ocean va avea conținuturi mari în material vulcanic, în F și în Qp, reprezentând fragmente de roci silicioase (*chert*-uri).

Fig. 1.21. Secțiune transversală prin crusta continentală cu evidențierea bazinului de rift intracontinental (după Dickinson, Valloni, 1980, cu modificări).

În cercetările sedimentologice recente, compoziția rocilor siliciclastice devine și o bază pentru considerații paleoclimatice. Astfel, clastofaciesul cu feldspați indică un climat rece și arid. Totuși, dacă diferența de relief este mare, un climat umed poate asigura conservarea feldspaților pentru că, atunci, transportul materialului detritic feldspatic se va produce rapid. Un clastofacies cuarțos este parțial un indicator al climatului umed pentru că o compoziție dominată de cuarț implică cel puțin un ciclu suplimentar de reciclare a clastelor. De aceea, aprecierile climatice sunt discutabile și ele trebuie să privească exclusiv roci sedimentare de primă generație. Studiile de acest gen rămân, pentru moment, concentrate asupra sedimentării actuale. O astfel de încercare a fost făcută de Basu (1985, 2000), care a urmărit roci-sursă actuale, plutonice și metamorfice, în diverse perioade climatice (sezoniere). Diagrama propusă este redată în figura 1.22 și probele reprezintă nisipuri de generația 1 recoltate din depozite fluviatile.

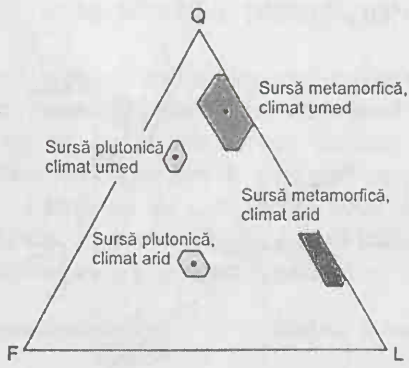



Fig. 1.22. Relaţii între natura clastofaciesului, sursa lui primară şi semnificaţiile sale paleoclimatice (după Basu, 1985).

Şcoala italiană de petrografie sedimentară a iniţiat numeroase studii în Apenini şi Alpi pentru a reconstitui ariile-sursă care au generat clastite de diverse vârste. Grupate sub titulatura anglo-saxonă de *sandstone provenance,* majoritatea studiilor au avut drept scop controlul surselor singulare, duale sau multiple asupra calităţii petrofaciesurilor, dar şi testarea influenţelor climatice asupra compoziţiei modale sau rolul jucat de mediul depoziţional în desăvârşirea petrotipurilor. În acest sens, examenul gresiilor permo-triasice de la Bergamo – Brescia a stabilit că rezultatele analizelor modale depind de scara şi ordinul de mărime al ciclurilor investigate, iar în cadrul lor ciclurile de ord. II şi III sunt controlate de sursă, iar cele inferioare, de ord. IV şi V sunt controlate de factori depoziţionali. Alături de criteriile enumerate anterior pentru evaluarea tectofaciesurilor, Garzanti (Garzanti, Sciunnach, Confalonieri, 2000) a evidenţiat şi rolul pe care parametrii granulometrici şi morfometrici îl pot avea în reconstituirile de arii-sursă (*sandstone provenance*). Astfel, a fost subliniat şi rolul analizelor modale în corelări litostratigrafice şi interpretări paleoambientale (fig. 1.23; 1.24).

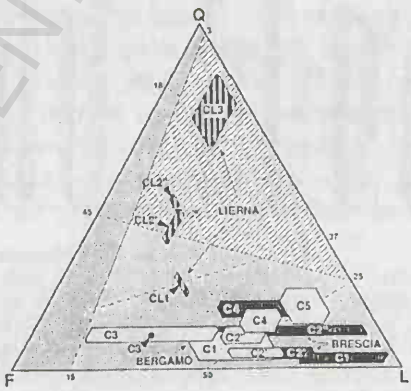



Fig. 1.23. Proiecţia analizelor modale din gresiile permo-triasice de la Bergamo – Brescia în diagrama QFL şi stabilirea tectofaciesului; se poate observa concentrarea probelor în câmpul tectofaciesului de arc magmatic (după Garzanti, Sciunnach, Confalonieri, 2000).

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

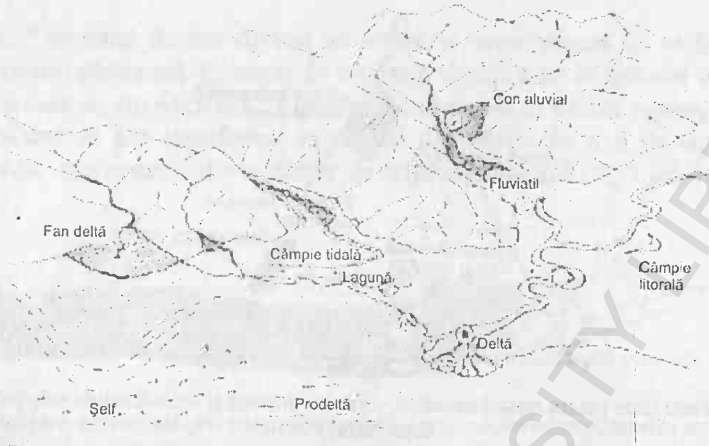



Fig. 1.24. Reconstituiri paleoambientale (faciesuri fluvio-deltaice) în secvenţele permo-triasice de la Bergamo – Brescia, Italia (după Garzanti, Sciunnach, Confalonieri, 2000).

Urmărind sistematic calitatea aluviunilor recente din nordul Calabriei, Italia, Critelli şi Le Pera (Critelli, Pera, 2000) au sesizat diminuarea cantităţilor de minerale metastabile (feldspaţi, amfiboli etc.) în timpul transportului cu până la 30% şi, astfel, au atras atenţia asupra confuziilor posibile în interpretarea coeficienţilor modali proveniţi din analiza vechilor complexe siliciclastice (fig. 1.25).

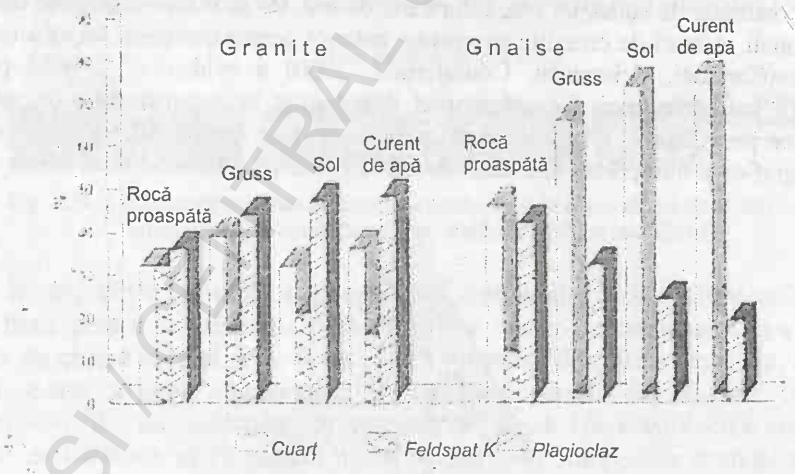



Fig. 1.25. Histograme pentru redarea modificărilor suferite de clastele granitice şi gnaisice din gruss (eluviu), sol şi aluviuni faţă de roca proaspătă. Sedimente actuale din nordul Calabriei, Italia (după Critelli, Le Pera, 2000).

Analizele au urmărit, pentru granite şi gnaise, modificările clastelor din gruss (eluviu), sol şi aluviuni faţă de roca proaspătă.

BCU WSI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

## 2.2.2. SPAŢIUL DEPOZIŢIONAL

În raport cu *aria-sursă* – locul de generare a clastelor, *bazinul de sedimentare* constituie o arie depresionară, amplasată fie într-o zonă continentală, fie într-o zonă care se identifică cu un bazin marin sau oceanic. Bazinul primeşte sarcina sedimentară prin intermediul agenţilor de transport (apă, aer, gheaţă) şi prezintă, de cele mai multe ori, o tendinţă de subsidenţă; orice bazin de sedimentare are o suprafaţă „0" (zero), adică un *nivel de bază* care-l separă de regiunile învecinate înălţate şi până la care se poate produce colmatarea lui (fig. 1.26).

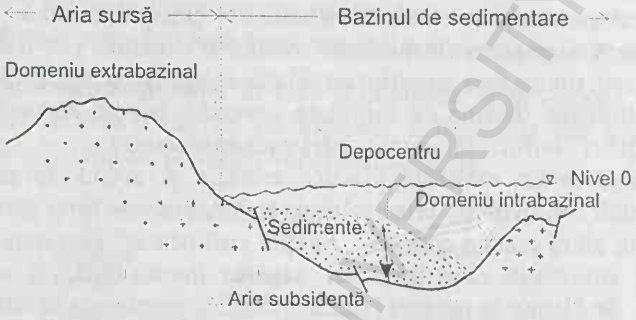



Fig. 1.26. Poziţia ariei-sursă în raport cu bazinul de sedimentare şi principalele elemente ale acestuia.

*Spaţiul de sedimentare,* adică aria în care se depun sau se acumulează sedimente, poate fi privit din puncte de vedere diferite. Raportat la principalii agenţi exogeni care interacţionează cu litosfera – *apa, aerul* şi *gheaţa* – se disting domeniile *subacvatic*, *subaerian* şi *subnival*.

Evident că domeniul *subacvatic* este cel mai extins. În ariile continentale, în funcţie de dinamica apelor şi morfologia „bazinului", se deosebesc domeniile *fluviatil, lacustru, paludal*, al *limanelor* etc. În zonele de trecere spre domeniul marin şi oceanic se individualizează domeniile *deltaic* şi *lagunar*, care găzduiesc produse cu particularităţi mixte – de tranziţie între produsele apelor continentale şi cele ale apelor marine.

A considera în general un „bazin marin" sau un „bazin oceanic" înseamnă a acumula într-unul sau doi termeni condiţii de sedimentare foarte diferite. Spaţiul de sedimentare în astfel de bazine este subdivizat pe baza unor criterii batimetrice şi, adesea, tectostructurale. Astfel, se pot distinge mediile *litoral, neritic, batial, abisal* şi *hadal.*

Domeniile *subaerian* şi *subnival* ocupă, exclusiv în ariile continentale, spaţii mult mai restrânse.

Zonele deşertice din Asia şi America de Nord (Gobi şi, respectiv, Arizona), precum şi cele din America de Sud (Atacama), Africa (Sahara şi Kalahari) şi Australia, dezvoltate paralel cu regiunea tropicelor, ilustrează cel mai expresiv trăsăturile specifice domeniului subaerian (sau eolian), prin natura şi dinamica sedimentelor pe care le găzduiesc.

Domeniul subnival se conturează mai clar prin prisma „produselor" în regiunile montane înalte, la altitudini mai mari de 2 000 – 2 500 m, unde evoluează

gheţarii alpini. În acest caz, „bazinul de sedimentare" este valea glaciară respectivă. În regiunile polare, în special Antarctica, gheţarii de calotă îşi lasă urmele activităţii în spaţiile lor periferice, unde temperaturile medii trec de 0°C.

În raport cu suportul geostructural al bazinului, respectiv cu natura litosferei subiacente, se pot deosebi arii de sedimentare care corespund „marginilor continentale" şi „oceanului" propriu-zis.

Bazinele de *margini continentale* au drept fundament o crustă continentală (înveliş bazaltic + înveliş granitic + înveliş sedimentar), iar sedimentarea în ele îmbracă trăsături proprii mediilor litoral, neritic şi batial.

Bazinele *oceanice* (*stricto senso*) au ca fundament o crustă oceanică (înveliş bazaltic + înveliş sedimentar) şi o sedimentare de tip abisal şi hadal.

Ariile de sedimentare din bazinele marine şi oceanice pot fi caracterizate şi după alte criterii, dintre care amintim circulaţia apelor (bazine *închise, semiînchise, deschise*), salinitatea (bazine cu salinitate *normală,* bazine *restrictive*) şi poziţia geografică („mări" *intracontinentale*, mări *epicontinentale*).

Acceptând astăzi existenţa plăcilor crustale şi având dovezi concludente asupra dinamicii lor, evoluţia procesului de sedimentare în timp geologic nu poate fi imaginată în afara acestui concept. „Spaţiul sedimentar" suprapus acestor unităţi tectonice şi structurale ale litosferei capătă, întotdeauna, şi o semnificaţie geodinamică. Se disting în prezent bazine „stabile", amplasate în interiorul plăcilor crustale (*bazine cratonice*), şi bazine amplasate în zone mobile, de expansiune crustală (*bazine de rift*) şi, respectiv, de subducţie şi consum crustal (*bazine* şi *fose de subducţie*). Marile lacuri din regiunea Scutului Canadian, lacurile est-africane şi Marea Roşie, precum şi fosa Peru–Chile sunt exemple de bazine actuale amplasate în astfel de unităţi tectostructurale (fig. 1.27).

Fig. 1.27. Cadrul tectonic-structural al bazinelor de sedimentare.

Extinderea vechilor bazine de sedimentare variază în limite foarte largi. Uniformitatea condiţiilor de sedimentare a putut fi demonstrată pentru arii depresionare cu suprafaţa cuprinsă între 1 000 şi 1 milion km$^2$. În bazinele flişului din Carpaţii româneşti, formaţiunile sedimentare păstrează caractere constante pe lungimi de ordinul a 200 – 300 km şi lăţimi de 20 – 30 km, iar în bazinul Vest-Siberian, de exemplu, a putut fi reconstituită o suprafaţă de sedimentare egală cu 3,2 mil. km$^2$ (şi un volum de sedimente de 7 mil. km$^3$).

Abordarea sistemică a spaţiului de sedimentare implică toate aceste categorii geologice şi, de aceea, în diferitele etape de analiză şi reconstituire ale unui sistem

BCU CLUJ CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

depoziţional se va face apel la ele. Pentru aceasta, trebuie să înţelegem legătura genetică dintre produsele sedimentare, interacţiunea dintre factorii care le determină şi rolul pe care morfologia spaţiului de sedimentare îl are asupra configuraţiei finale a corpurilor sedimentare.

Rolul tectonicii în apariţia şi evoluţia unui bazin de sedimentare şi, implicit, în dinamica şi activarea surselor de sedimente este recunoscut de multă vreme. Un excelent cadru pentru a putea lega conceptul de *sistem depoziţional* cu cel de *analiză de bazin* şi, de aici, de înţelegere a evoluţiei scoarţei terestre în timpul mişcărilor orogene îl constituie clasificările lui Selley (1985) şi Einsele (1992).

Astfel, Selley folosind drept criteriu relaţia dintre sedimentare şi orogeneză (momentul de înălţare a bazinului) separă trei categorii principale (fig. 1.28; 1.29; 1.30):

**1. Bazine post-depoziţionale**, în care acumularea sedimentelor a avut loc anterior mişcărilor tectonice majore, de înălţare; sedimentele vor avea grosimi uniforme, iar variaţiile laterale de facies vor fi neînsemnate.

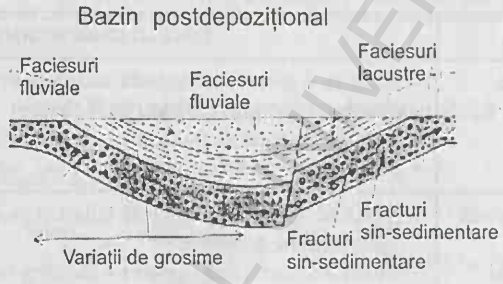



Fig. 1.28. Schiţa unui bazin post-depoziţional (Selley, 1985).

**2. Bazine sin-depoziţionale,** în care procesul de sedimentare este controlat tectonic, grosimile sedimentelor variază semnificativ, iar natura faciesurilor se modifică frecvent.

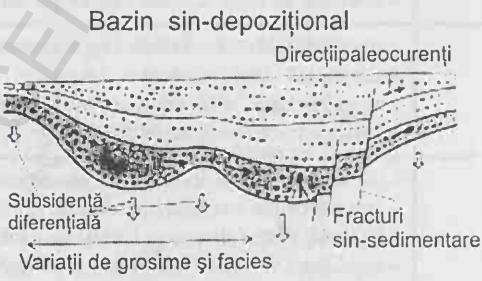



Fig. 1.29. Schiţa unui bazin sin-depoziţional (Selley, 1985).

**3. Bazine pre-depoziţionale**, a căror evoluţie a fost controlată de mişcările tectonice rapide, anterioare sedimentării. Faciesurile posttectonice vor prezenta variaţii laterale semnificative.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

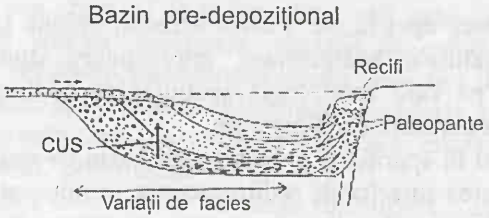



Fig. 1.30. Schiţa unui bazin pre-depoziţional (Selley, 1985).

Alegând drept criteriu relaţia dintre dinamica plăcilor crustale şi efectele acesteia asupra morfologiei şi evoluţiei bazinelor găzduite de acestea, Einsele (2000) separă mai multe categorii geotectonice (tabelul 1.5).

*Tabelul 1.5*

Tipuri geotectonice de bazine de sedimentare

| Tipul de bazin | Trăsături geostructurale |
|---|---|
| **Bazine intracratonice**<br>*Interior sag basins*<br>*Epicontinental basins* | – situate pe o crustă continentală; tectonică inactivă<br>– subsidenţă slabă (termică sau de încărcare)<br>– suprafeţe largi, adâncimi mici<br>– grosime mică a sedimentelor |
| **Bazine de graben sau rift intracontinental**<br>*Interior fracture basins*<br>*Graben/Rift/Aulacogen basins* | – situate pe o crustă continentală faliată şi progresiv subţiată<br>– regim tectonic divergent<br>– subsidenţă accentuată (termică + faliere + încărcare cu sedimente)<br>– suprafeţe alungite şi înguste, bordate de falii<br>– grosimi mari ale sedimentelor asociate cu efuziuni bazice |
| **Bazine pe margine pasivă**<br>*Margin sag basins* | – situate pe o crustă tranziţională (de la continental la oceanic)<br>– subsidenţă slabă la marginea bazinului (pe crustă continentală) şi mai accentuată spre interiorul bazinului (pe crustă oceanică)<br>– suprafeţe alungite şi profil morfologic asimetric |
| **Bazine oceanice**<br>*Oceanic sag basins* | – situate pe o crustă oceanică; regim tectonic divergent<br>– subsidenţă slabă (termică)<br>– suprafeţe largi, adâncimi mari, profil asimetric, mărginite de falii<br>– grosime mică a sedimentelor |
| **Bazine în zone de subducţie** (fig. 1.31)<br>*Basins related to subduction*<br>Subtipuri:<br>– fose<br>– forearc<br>– backarc | – situate pe o crustă oceanică sau tranziţională<br>– regim tectonic dominant convergent (în fose = *deep-sea trenches*) dar posibil parţial divergent (în bazine backarc, interarc)<br>– subsidenţă variabilă: maximă în fose, unde se formează prisma de acreţie intens deformată<br>– suprafeţe alungite cu profil asimetric, cu adâncimi şi grosimi ale sedimentelor variabile: mari (în fose) şi mici (în spatele arcurilor vulcanice, unde sedimentele sunt contaminate cu material vulcanic) |

BCU Cluj / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

*Tabelul 1.5 (continuare)*

| | |
|---|---|
| **Bazine în zone de coliziune**<br>*Basins related to collision*<br>Subtipuri:<br>– bazine remanente<br>– bazine de foreland<br>– bazine intramontane<br>– bazine tip terrane | – situate pe sutura dintre două plăci tectonice cu crustă continentală (pentru bazinele de voreland şi intramontane) sau oceanică (pentru bazine remanente şi *terrane-related basins*)<br>– regim tectonic convergent ± mişcare pe falii transformante<br>– subsidenţă diferenţiată: minoră pentru bazinele intramontane şi tip terrane, moderată pentru bazinele remanente şi accentuată pentru bazinele de foreland<br>– suprafeţe alungite şi înguste cu profil asimetric<br>– grosimi mari ale sedimentelor datorită ratei mari de sedimentare |
| **Bazine în zone de forfecare** (fig 1.32)<br>*Strike-slip/Wrench basins*<br>*Pull-apart (trans-tensional)*<br>*Transpressional* | – situate pe o crustă oceanică şi/sau continentală<br>– regim tectonic dominat de mişcări pe falii transformante (de tip transtensional generând bazine de strike-slip sau falii de tip transpresional generând bazine de *wrench* cu evoluţie limitată) ± divergentă sau convergentă<br>– subsidenţă accentuată şi rapidă<br>– arii relativ mici şi alungite cu profil adesea simetric |

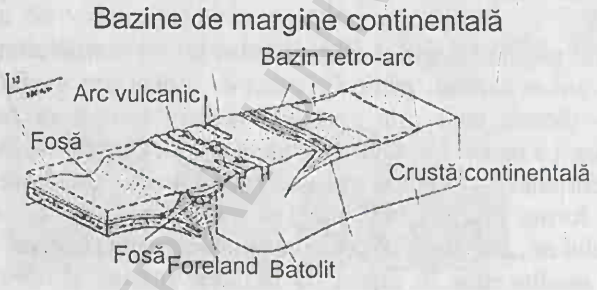



Fig. 1.31. Bazine de margine continentală.

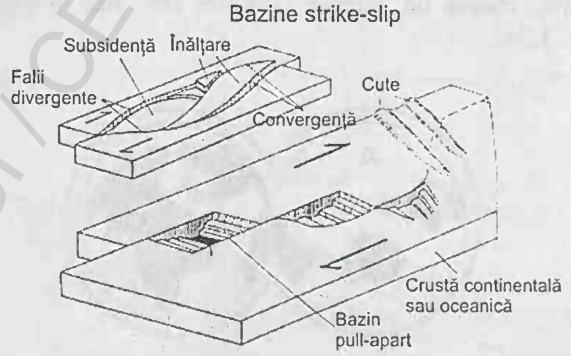



Fig. 1.32. Bazine de *strike-slip*.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

## 2.3. RELIEFUL ŞI CLIMA

### 2.3.1. RELIEFUL TERESTRU

Forma pe care o îmbracă suprafaţa scoarţei terestre la contactul ei cu atmosfera şi hidrosfera este definită, la diverse scări, de relieful subaerian şi relieful submarin (sau oceanic). Majoritatea ierarhizărilor care se fac cuprind forme de relief încadrate în patru ordine de mărime (Russell, 1958; Strahler, Coteţ, 1971, 1983; Tye, 2004):

– forme de ordinul I – megaforme: *continente* şi *oceane*;
– forme de ordinul II – macroforme: *munţi, podişuri, dealuri, câmpii*;
– forme de ordinul III – mezoforme: *văi, circuri glaciare*;
– forme de ordinul IV – microforme: *dune, doline* etc.

Formele de relief de ordinele II – IV apar în cadrul continentelor.

Din punctul de vedere al rolului de „arie-sursă de material terigen" pe care o formă de relief pozitiv îl poate avea în colmatarea bazinelor de sedimentare, formele continentale, subaeriene, aparţinând ordinelor II – IV, prezintă importanţa cea mai mare.

Aspectul geomorfologic al acestor forme este o funcţie complexă a substratului geologic pe care au evoluat (privit din punct de vedere petrografic, structural-tectonic, petrogenetic-vulcanic etc.) şi a agenţilor exogeni care le-au creat: relief *fluviatil, glaciar, eolian*. La rândul lor, agenţii exogeni, prin acţiunea erozivă sau acumulativă pe care o exercită sau o determină, creează forme erozive, adesea negative (*văi, circuri, doline*) sau forme acumulative, pozitive (*piemonturi, conuri de dejecţie, câmpii aluviale*). Rolul de „arie-sursă" îl pot avea numai formele pozitive.

Ariile continentale în raport cu bazinele marine şi oceanice (fig. 1.33) au putut juca întotdeauna un rol de „sursă" pentru sedimentarea terigenă, iar geneza sedimentelor clastice a fost circumscrisă zonelor înalte care definesc formele de relief de ordinul II – macroformele: zonele montane, cele de dealuri şi podişuri şi, evident mai puţin, zonele de câmpie care, de cele mai multe ori, sunt forme acumulative (fig. 1.34).

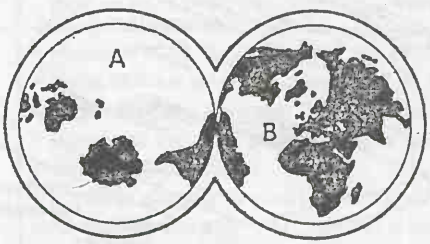



Fig. 1.33. Repartizarea ariilor continentale, a mărilor şi oceanelor în cele două emisfere ale Pământului (după Coteţ, 1971).

BCU IASI / CENTRUL DE CARTE

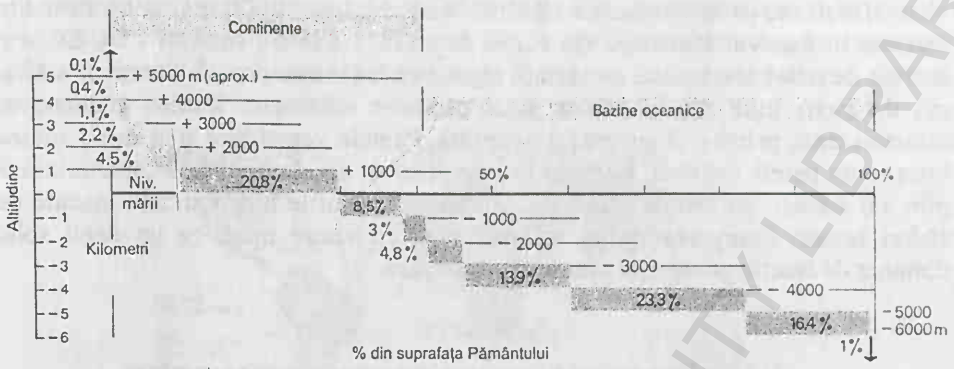



Fig. 1.34. Frecvenţa treptelor hipsometrice şi batimetrice în profilul morfologic al continentelor şi oceanelor (după Strahler, 1973).

Principalele trăsături ale macroformelor care controlează disponibilitatea la eroziune a rocilor şi structurilor din substrat sunt (fig. 1.35): altitudinea absolută, energia reliefului, denivelarea, fragmentarea şi înclinarea pantelor sau a versanţilor. Din aceste puncte de vedere, formele de relief de ordinul II se definesc şi se recunosc după proprietăţile lor (Coteţ, 1971; Duff, 1992; Hamblin, 1992).

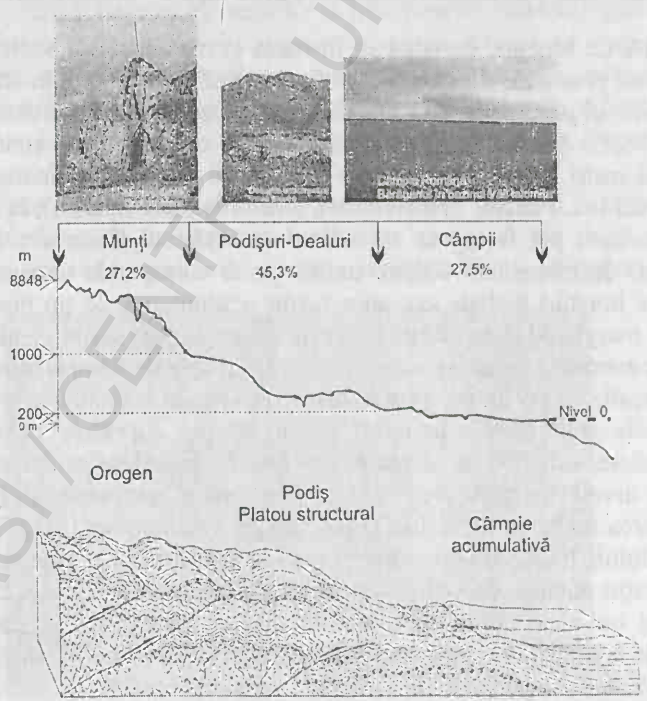



Fig. 1.35. Principalele forme de relief care pot constitui „arii-sursă" de material terigen.

BCU IAŞI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

*Munții* sau *ariile montane* au înălțimi care depășesc 1 000 m și ating altitudini maxime în masivul Himalaya (în vârful Everest, 8 848 m) (tabelul 1.6). Ei au o energie de relief accentuată, cu variații hipsometrice bruște și cu diferențe de sute și mii de metri între nivelul văilor și al crestelor adiacente. Zonele montane se caracterizează printr-o fragmentare avansată. Pantele versanților sunt mari, adesea însoțite de pereți verticali. Rețeaua hidrografică în aceste unități se caracterizează prin văi adânci, cu profile transversale variate și profile longitudinale însoțite de căderi bruște. Scurgerea apelor se realizează cu viteze mari, cu un debit solid dominat de fracția grosieră și putere erozivă mare.

*Tabelul 1.6*

Altitudinile maxime ale masivelor muntoase din zonele continentale

| | m | | m |
|---|---|---|---|
| Asia – Himalaya – Vf. Everest | 8 848 | Antarctida – Mt.Vinson | 5 138 |
| America de Sud – Ojos del Salado | 7 103 | Oceania – Mt.Carstensz | 5 030 |
| America de Nord – McKinley | 6 236 | Europa – Mt. Blanc | 4 810 |
| Africa – Kilimandjaro | 6 010 | Carpați – Vf. Moldoveanu | 2 544 |

Căderile de blocuri, transportul în masă și mecanismele variate de transport individual sunt procesele dinamice care deplasează sedimentele în zonele montane.

*Dealurile* și *podișurile* sunt macroforme de relief cu orgine complexă și limite altitudinale foarte diferite. În general, altitudinile convenționale sunt cuprinse între 200 și 1 000 metri. Ele îmbracă forme variate, de la forme colinare, cu energie de relief moderată (ex. Podișul Transilvaniei, Dealurile Subcarpatice), la forme tabulare, aplatizate, în care pot fi săpate văi adânci (ex. platoul Colorado, S.U.A.; platoul Decan, India). Infrastructura acestor unități poate corespunde unor sisteme orogene erodate, unor horsturi înălțate sau unor forme acumulative de tip piemont, ca trepte inferioare și marginale în raport cu ariile montane. În podișurile cu platouri tabulare, râurile pot meandra și, în aceste condiții, pot fi însoțite de câmpii aluviale. Dinamica clastelor se realizează prin transport în masă și transport individual.

*Câmpiile* sunt forme de relief aplatizate, cu suprafețe cuasi-orizontale și altitudini reduse, sub 200 m. Genetic, ele apar ca suprafețe sculpturale (Peneplena Canadiană), niveluri structurale (Câmpia siberiană și multe câmpii litorale formate după retragerea mării, la regresiuni)) sau câmpii acumulative (ex. Câmpia Română, Câmpia Padului, Italia). Fragmentarea este scăzută: interfluviile sunt extinse, iar văile sunt puțin adânci (de ordinul metrilor). Pantele sunt reduse, câteva grade pe interfluvii și ceva mai mult în fruntea teraselor care, adesea, însoțesc versanții cursurilor de apă. Văile sunt meandrate, cu scurgeri line și sarcină lutitică, în suspensie. Meandrele părăsite sunt ocupate de lacuri.

Privite ca o potențială arie-sursă de material terigen, câmpiile generează, prin eroziunea lor fluvială, un sediment fin, siltic și lutitic.

BCU "LUCIAN BLAGA" UNIVERSITY LIBRARY

Repartiţia megaformelor de relief la suprafaţa scoarţei terestre, în zonele continentale este neuniformă şi asimetrică (fig. 1.36). Zonele montane funcţionează astăzi ca principale arii-sursă şi reprezintă, din punct de vedere geologic, lanţuri orogene sau aparate vulcanice.

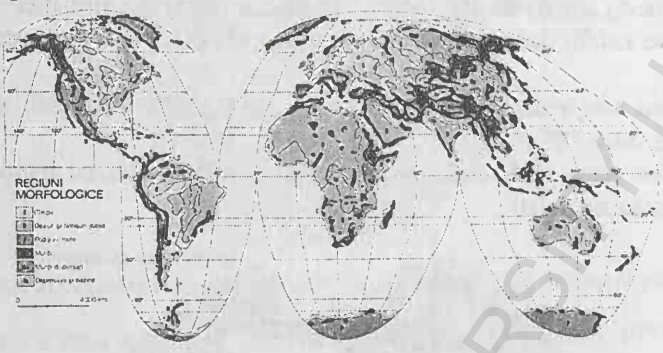



Fig.1.36. Principalele regiuni morfologice ale Globului (după Strahler, 1973).

## 2.3.2. CLIMA ŞI EFECTELE SCHIMBĂRILOR CLIMATICE

*Clima* exprimă totalitatea elementelor şi fenomenelor meteorologice (temperatura aerului, precipitaţiile atmosferice şi vânturile) ce caracterizează un spaţiu întins de la suprafaţa scoarţei terestre într-un interval mare de timp; termenii utilizaţi pentru a o defini – *climă caldă, climă rece, climă tropicală, climă polară* etc. – reflectă generalizări largi şi valori medii ale acestor elemente obţinute din variaţia lor sezonieră anuală şi multianuală (Basu, 1985; Skinner, Porter, 1995; Palmer, 2001).

Variaţia inegală a radiaţiei solare pe suprafaţa planetei raportată la forma Pământului, mişcarea de revoluţie şi înclinarea axei sale are drept consecinţă o zonalitate climatică bine exprimată în funcţie de latitudine şi altitudine (fig. 1.37).

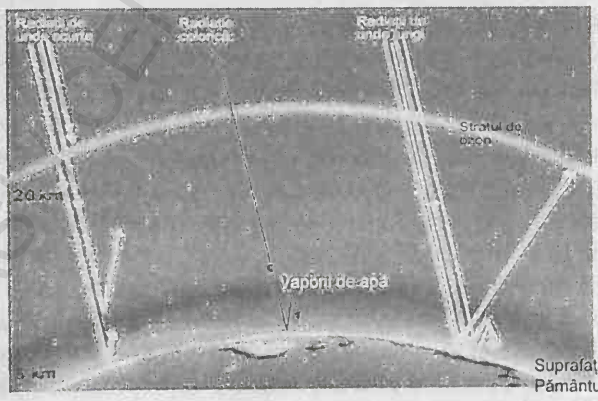



Fig. 1.37. Efectele radiaţiilor solare la suprafaţa scoarţei terestre; apariţia insolaţiei şi nivelul la care se concentrează vaporii de apă; poziţia stratului de ozon în atmosferă (după Skinner, Porter, 1995).

BCU IAŞI CENTRALĂ UNIVERSITARĂ LIBRARY

## Factorii climatici

*Temperatura aerului* – uşor diferită deasupra continentelor faţă de masele oceanice – este un factor principal în clasificările climatice. La suprafaţa Globului, izotermele medii anuale de 10° – 18° delimitează trei grupe climatice (fig. 1.38):

1) *clima caldă*, fără iarnă, de la latitudini mici, cu temperaturi medii anuale mai mari de 18°;

2) *clima temperată*, cu patru sezoane de la latitudini medii şi temperaturi medii anuale între 18° şi 10°;

3) *clima rece*, fără vară, de la latitudini superioare, cu temperaturi medii anuale mai scăzute de 10°.

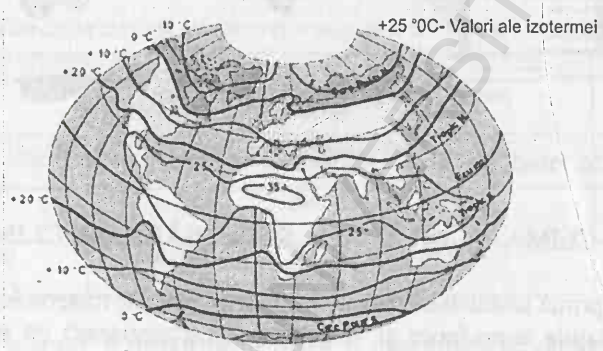



Fig. 1.38. Distribuţia izotermelor la suprafaţa Pământului – valori medii anuale (după Donisă, 1999).

În altitudine, temperatura aerului scade, de regulă, în medie cu 6°C la fiecare 1 000 m.

În zonele calde se înregistrează amplitudini termice – de la zi la noapte – mari, de cca 40–50°C, ceea ce generează cicluri termoclastice diurne; în zonele temperate diferenţele termice sunt mari de la un sezon la altul (–10, –15°C iarna şi +30–40° vara); în zonele subpolare, variaţiile diurne şi sezoniere facilitează apariţia fenomenului de gelivaţie şi, în consecinţă, *crioclastia* (mai activă în zonele „islandeze" oceanice, cu variaţii de la – 5°C la +15°C /24 ore, în zonele „siberiene" continentale, cu variaţii de la – 30 la +20°C /48 ore sau, în Antarctica, de la –78°C, iarna, la + 2–3°C, vara). Variaţiile termice de la suprafaţa rocilor controlează îndeaproape procesul de clastogeneză (naşterea fragmentelor minerale care constituie materialul primar pentru sedimentogeneza controlată de transport şi depunere eoliană, acvatică sau glaciară).

***Repartiţia şi regimul precipitaţiilor.*** Cantitatea de precipitaţii la suprafaţa Globului, ce variază astăzi între 2 cm/10 ani, în deşertul Atacama, şi 12 000 cm/an, la Cherrapunji, India sau în Hawaii, constituie o importantă bază valorică atât pentru aprecierea tipurilor de climă, cât şi pentru înţelegerea efectelor pe care aceasta le are asupra umidităţii solului, a dinamicii pânzelor freatice şi a sistemelor

naturale de drenaj, a variaţiei debitelor fluviale, a evoluţiei curgerilor torenţiale, a dezvoltării vegetaţiei etc. (fig. 1.39).

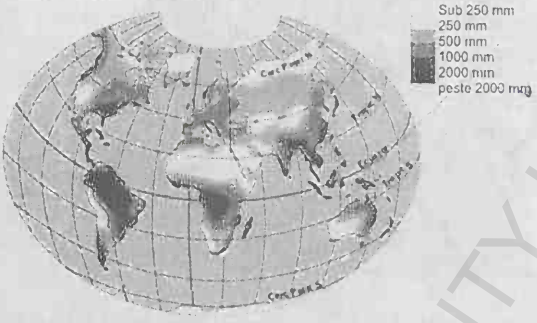



Fig. 1.39. Repartiţia precipitaţiilor la suprafaţa Pământului (valori medii, în mm) (după Donisă, 1999).

Pe baza acestor valori sunt separate 5 tipuri climatice (Strahler, 1973) (tabelul 1.7).

*Tabelul 1.7*

Tipuri climatice, precipitaţii şi zone latitudinale

| Tipul de climă | Precipitaţii | | Zona latitudinală corespunzătoare |
|---|---|---|---|
| | *cantitativ* | *cm/an* | |
| aridă | reduse | 0 – 25 | tropicală, polară |
| semiaridă | uşoare | 25 – 50 | temperat-continentală subpolară |
| semiumedă | moderate | 50 – 100 | temperat-oceanică mediteraneană |
| umedă | abundente | 100 – 200 | ecuatorială temperat-oceanică |
| f. umedă | f. abundente | >200 | musonică subecuatorială |

Tipului climatic arid şi semiarid îi sunt specifice asociaţii mineralogice evaporitice (*halite, sulfaţi*), poligoane de contracţie formate prin deshidratare, cruste de cimentaţie (*calcreturi, solcreturi, gipcreturi* etc.), lipsa vegetaţiei.

În tipul climatic umed şi foarte umed se dezvoltă, sub o vegetaţie luxuriantă, soluri groase şi scoarţe de alterare lateritice, procese de hidroliză şi minerale de neoformaţie (*caolinit, montmorillonit, göethit, gibbsit* etc.) şi se extind procesele de agradare (decantare) prin creşterea debitelor în suspensie în cadrul reţelei hidrografice.

***Circulaţia atmosferei şi formarea vânturilor*** constituie fenomene meteorologice cu efecte importante în dinamica „prafului eolian", a maselor de aer încărcate cu vapori de apă, a ariilor „ciclonice" (de minim barometric) şi anticiclonice (de maxim) şi, în consecinţă, a instalării vânturilor permanente (*alizeele, calmele ecuatoriale*) sau a celor periodice (*musonii, brizele*). În timp, prin prisma consecinţelor geologice, trebuie reţinut rolul pe care circulaţia atmosferei îl poate avea la nivelul întregului Glob când îmbracă forma uraganelor (taifunurilor), deci a marilor furtuni capabile nu numai să transporte cantităţi importante de claste, dar să şi declanşeze distrugerea plajelor, a ţărmurilor înalte, a taluzelor instabile etc. (fig. 1.40).

BCU CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Fig. 1.40. Direcţia vânturilor permanente care transportă praf din zonele deşertice (după Skinner, Porter, 1995).

Astfel, deplasarea maselor de aer dintr-o arie anticiclonică spre o arie ciclonică poate atinge viteze foarte mari şi se poate manifesta constant, uneori ciclic.

Din maximul barometric situat în dreptul zonelor tropicale (23° lat. nordică şi sudică) se nasc spre Ecuator *alizeele*, iar spre zonele temperate – *vânturile de vest*; vânturi permanente sunt şi cele polare, prin care masele de aer se deplasează constant de la maximul polar spre minimul subpolar.

Diferenţele sezoniere de presiune atmosferică existente între mari mase continentale (ex. sectorul Asiei de SE) şi mari mase oceanice (Oceanul Indian) declanşează deplasări periodice ale maselor de aer: *musonul de vară* încărcat cu vapori de apă, atunci când se deplasează dinspre ocean spre continent şi, respectiv, *musonul de iarnă*, un vânt uscat, care bate dinspre continent spre ocean.

Vânturile cele mai puternice sunt *ciclonii* tropicali care se deplasează paralel cu Ecuatorul, de la est spre vest şi apoi, după contactul lor cu ariile continentale, se îndreaptă spre nord şi, respectiv, spre sud, în lungul coastelor americane, indiene, nord-est australiene, sud-est africane, cu viteze medii progresive de 10 – 20 – 30 – 40 km/h. Scara Saffir-Simpson alcătuită pentru *huricane* (uragane) indică pentru cele 5 trepte de intensitate ale sale viteze ale vântului de 119 – 250 km/h.

*Tabelul 1.8*

Caracteristicile tipurilor de climă de la suprafaţa Pământului

| Tipul de climă | Latitudine grade | Temp. medie anuală $^0$C | Precipitaţii cm/an |
|---|---|---|---|
| Ecuatorială | 0 – 6 | 25 – 27 | 3 000–4 000 |
| Subecuatorială | 6 – 12 | 28 | |
| Musonică | 12 | 20 – 25 | 12 000 |
| Tropicală uscată | 12 – 30 | 30 | |
| Subtropicală | 30 – 40 | 15 – 20 | |
| Temperat-oceanică | 40 – 60 | 10 – 15 | > 1 000 |
| Temperat-continentală | 40 – 60 | 5 –10 | arid |
| Subpolară | 60 | 0 – 5 | reduse |
| Polară | 80 – 90 | | |

Zonalitatea climatică este expresia unei distribuţii relativ regulate şi simetrice a elementelor şi fenomenelor meteorologice în raport cu latitudinea şi treptele de relief de la suprafaţa Globului. Individualizarea tipurilor zonale de climă este exprimată în fig. 1.41, iar caracteristicile lor principale – temperaturile medii anuale şi regimul precipitaţiilor – sunt redate în tabelul 1.8.

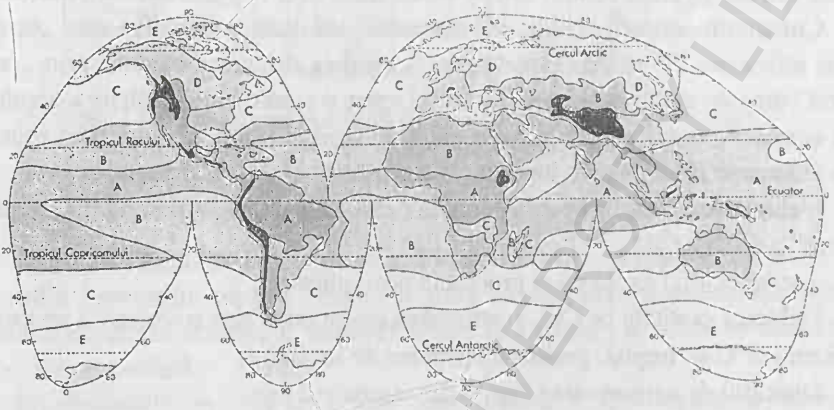



Fig. 1.41. Zonalitatea climatică pe Glob, în funcţie de umiditate: A – climă ecuatorială, umedă; B – climă subtropicală, aridă; C – climă temperată, oceanică, umedă; D – climă subpolară, umedă; E – climă polară cu îngheţ persistent (Modelul Koppen, după Strahler, 1973).

## Variaţii climatice (paleoclimatice)

Temperatura la suprafaţa Pământului este, în final, determinată de balanţa dintre radiaţia solară (energia radiată de Soare) şi cea reflectată înapoi de suprafaţa litosferei şi hidrosferei. În cantitatea totală de energie primită de la Soare – de cca $6{,}3.10^{23}$ cal/an – nu este inclusă radiaţia reflectată în atmosferă de învelişul de nori (cca 35%) şi partea de radiaţii absorbite de atmosferă (cca 19%). Această cantitate nu este, însă, constantă în timp. Ea variază alternativ, între valori mai ridicate şi valori mai scăzute, sub influenţa acelor factori cosmici şi tereştri care impun, în Sistemul solar şi pe Pământ, evoluţia fenomenelor ciclice şi, în consecinţă, fluctuaţiile climatice.

Aşa se explică trecerea de la o perioadă rece la una caldă şi, implicit, de la o perioadă glaciară la una interglaciară. Dintre numeroşii factori tereştri care influenţează periodic distribuţia căldurii la suprafaţa Pământului, următorii se află într-o strânsă interdependenţă:

- conţinutul de $CO_2$;
- umiditatea (cantitatea de $H_2O$ – din atmosferă) reflectată de gradul de nebulozitate;
- aportul de particule străine în atmosferă şi rolul vulcanismului în modificarea compoziţiei acesteia;
- migraţia polilor magnetici;
- raportul uscat/apă şi circulaţia curenţilor oceanici în hidrosferă.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

*Conținutul de $CO_2$ și efectul de seră*

Dintre toți componenții aerului, dioxidul de carbon, cu toată cantitatea sa redusă de astăzi – 0,032% din volumul atmosferei – este un gaz cu rol complex în determinarea tendințelor climatice. Având proprietăți radiative, el poate capta căldura din aer și, fiind solubil în apă, poate trece ușor din atmosferă în hidrosferă.

Cumulat în atmosferă, dioxidul de carbon conduce la formarea unui „ecran" în părțile inferioare ale stratosferei care va împiedica difuzarea căldurii prin „radiația terestră" dincolo de limitele acesteia; astfel apare o tendință de încălzire a aerului sub acest ecran. Procesul poartă numele *efect de seră* și poate fi amplificat prin toate acele fenomene naturale care introduc în atmosferă acest gaz, și anume:

– eliberarea $CO_2$ în apele oceanice calde și agitate, în paralel cu ieșirea din „sistem" a $CaCO_3$;

– vulcanismul exploziv și procesele postvulcanice.

Dublarea cantității de $CO_2$ în atmosferă atrage după sine o creștere a temperaturii medii cu 2,5°C și, treptat, generează procese de încălzire.

Dioxidul de carbon este eliberat din atmosferă prin:

– fotosinteză;

– dizolvarea sa în apele reci;

– consumul său în procesele de alterare a rocilor din ariile continentale (de aceea, extinderea ariilor continentale în defavoarea suprafețelor acoperite cu apă – și aceasta, în special, în timpul orogenezelor – constituie un eveniment geologic în care se va consuma mai mult $CO_2$) (fig.1.42; 1.43).

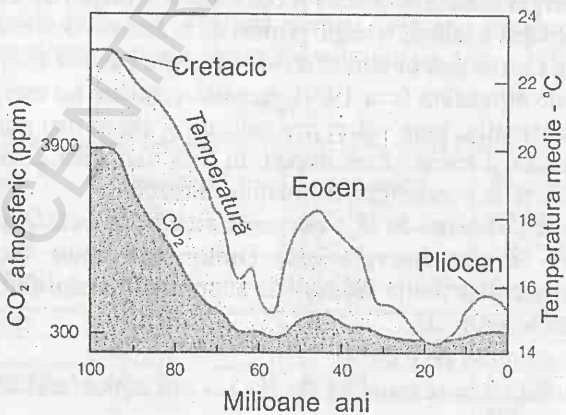



Fig. 1.42. Variațiile temperaturii atmosferice și ale conținutului de $CO_2$ în ultima sută de milioane de ani (Cretacic–Pliocen).

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

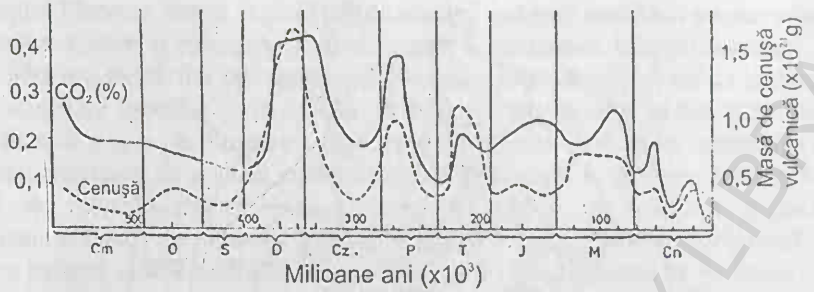



Fig. 1.43. Variaţia conţinutului de $CO_2$ atmosferic şi a cantităţii de cenuşă vulcanică în timpul Fanerozoicului (după Bayer, Scilacher, 1985).

*Umiditatea atmosferei şi erupţiile vulcanice*

Creşterea cantităţii de vapori de apă în atmosferă prin evaporaţie sau în urma impactului meteoritic asupra oceanelor duce la creşterea *nebulozităţii*, iar prin aceasta la creşterea absorbţiei radiaţiei solare şi, implicit, la scăderea temperaturii aerului din troposferă.

În perioadele în care creşterea nebulozităţii a fost legată şi de erupţia vaporilor de apă prin fenomene vulcanice se apreciază că în ciuda tendinţei de anulare a efectului final încălzirea rezultată prin „efectul de seră" (legat şi de eliberarea în atmosferă a $CO_2$) ar fi depăşit răcirea datorită nebulozităţii.

În momentele cu explozii vulcanice puternice, dispersia cenuşii în atmosferă poate provoca „nori" denşi care absorb radiaţiile solare şi împiedică, astfel, încălzirea suprafeţei Pământului. După erupţia vulcanului Krakatoa (1883) – care a emis importante cantităţi de cenuşă ce au făcut înconjurul Pământului – temperatura generală a scăzut în anii următori.

*Migraţia polilor magnetici*

Migraţia polilor magnetici ai Pământului a fost evidenţiată prin examenul magnetismului remanent al rocilor de diferite vârste de la suprafaţa scoarţei şi a constituit unul din argumentele acceptării teoriei „driftului continental".

Prin determinări paleomagnetice, urmărindu-se unghiul dintre orientarea meridianului magnetic actual şi orientarea magnetismului remanent al unei roci dintr-un anumit punct de pe suprafaţa Pământului, precum şi sensul acesteia („normal", identic cu actual şi „invers", la 180° de cel actual) a reieşit că polii magnetici nu au avut aceeaşi poziţie în trecut şi astăzi. Cunoaşterea poziţiei polilor magnetici – care niciodată, în timp, nu s-au deplasat prea mult faţă de cei geografici – ne poate preciza poziţia Ecuatorului şi, respectiv, a paleolatitudinilor.

Polul nord magnetic – mult mai bine studiat – a migrat din Precambrian până astăzi în mod continuu (fig. 1.44).

BCU "LUCIAN BLAGA" CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

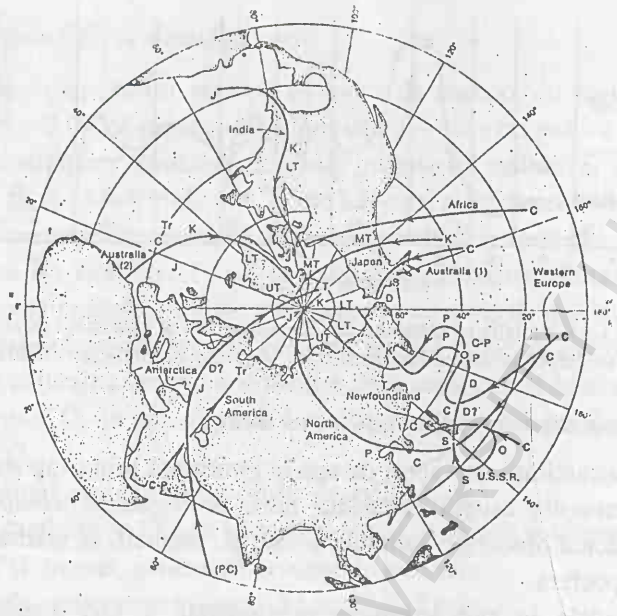



Fig. 1.44. Poziția polilor magnetici în timpul Fanerozoicului. Migrarea lor s-a produs din Precambrian (PC) până în Terțiarul superior (UT) (după Bayer, Seilacher, 1985).

Astfel, aflat undeva în centrul Americii de Nord în timpul Precambrianului, a ajuns în Paleozoic să traverseze Pacificul, găsindu-se, la începutul Mezozoicului, undeva pe coastele estice ale Asiei; treptat s-a îndreptat spre nord, în timpul Cenozoicului, şi s-a apropiat, apoi, de poziția actuală. Observând traseul urmat de migrarea Polului Nord reiese că în Triasic Ecuatorul trecea în dreptul actualelor paralele de 50–70°, în Jurasic – Cretacic, în dreptul celor de 30–50°, iar în Paleocen printre cele de 10–15°. Momentele de inversiune a polilor magnetici – care au fost sincrone la scară planetară – s-au putut constitui în epoci de polaritate – intervale de timp în care au existat anume sensuri (normale sau inverse) ale polarității câmpului magnetic – şi evenimente de polaritate magnetică – când s-au produs scurte inversiuni ale acesteia. De exemplu, pentru Pliocen şi Cuaternar s-au separat epocile Gilbert-invers (acum 4–3,3.$10^6$ ani), Gauss-normal (acum 3,3 – 2,43.$10^6$ ani), Matuyama-invers (2,43–0,69.$10^6$ ani) şi Brunhes-normal (acum 700 000 de ani). Perioadele de tranziție de la polaritatea normală la cea inversă sunt scurte – 5 000 – 10 000 ani – şi pot coincide cu o încălzire a climei (pentru că, în aceste momente, prin stingerea câmpului magnetic, apare posibilitatea creşterii frecvenței radiațiilor cosmice şi terestre).

*Raportul uscat/apă – evoluții epirogenetice şi orogenetice*

Modificarea raportului spațial dintre continente şi oceane a fost, întotdeauna, controlată de dinamica scoarței terestre (respectiv de procesele de expansiune a fundului oceanic şi de deplasare a plăcilor crustale) şi de oscilațiile de nivel ale

BCU IAŞI - CENTRU UNIVERSITAR LIBRARY

Oceanului Planetar. Astfel, suprafeţele de uscat şi apă s-au modificat succesiv în timpul mişcărilor orogene şi epirogene şi au influenţat, de asemenea, bilanţul climatic.

Motorul mişcărilor epirogenice şi orogenice este plasat în zona de interacţiune a astenosferei cu litosfera şi, în special, în acele puncte în care se fac simţite efectele curenţilor de convecţie din partea superioară a mantalei. Aici au loc schimbări de faze mineralogice (deci de volum), dilatări termice şi procese de eroziune sublitosferică şi, astfel, de reduceri ale grosimii litosferei, modificări de echilibru izostatic etc.; accelerarea vitezei de rotaţie conduce la iniţierea unui stadiu compresional în care scoarţa terestră suferă contracţii tangenţiale (4 – 8 cm/an), pentru ca încetinirea acestei viteze să iniţieze un stadiu expansional, dominat de extensiuni radiale (0,1 – 0,5 cm/an); alternanţa acestor stadii se produce o dată la 26 mil. de ani (Wezel, 1989).

În consecinţă, la nivel global, tensiunile foarte diferite de la nivelul astenosferei şi variaţia vitezei de rotaţie a Pământului vor întreţine structura în plăci a litosferei şi vor controla dinamica acestora, respectiv mişcările divergente, de expansiune a fundului oceanic şi de naştere a rifturilor şi dorsalelor, mişcările convergente, de coliziune a plăcilor crustale şi, implicit, de consum prin subducţie a crustei continentale şi/sau oceanice.

Prin prisma acestor efecte şi a rolului lor în stabilirea raportului dintre „uscat" şi „apă" la suprafaţa scoarţei, aceste mişcări se pot defini mai bine prin caracterul lor global permanent şi polar.

Efectele mişcărilor epirogenice şi orogenice se constată pretutindeni pe Glob atât în zone de platformă, cât şi de orogen; ele se regăsesc şi în litosfera oceanică şi în litosfera continentală.

Mişcările diastrofice s-au manifestat în toată istoria Pământului, iar paroxismele lor au avut caracter episodic, la intervale inegale. Din acest punct de vedere, evoluţia lor a avut caracter pulsatoriu. Ele s-au constituit în:

– ***epoci orogene globale***, care s-au succedat în cicluri de ord. I (de 40 – 86 m.a.) în Rifeean, Vendian, Cambrian sup., Devonian inf., Devonian med. – Cretacic, Eocen – Actual;

– ***faze orogene*** cu cicluri de ord. II şi III (la 10 – 20 m.a.), în Ordovician med., Silurian inf., Carbonifer med. – sup., Permian, Triasic inf., Jurasic inf., Paleogen şi cu cicluri de ord. IV în Cambrian inf. – med., Devonian med. – sup., Carbonifer inf. – med., Permian sup., Triasic med. – sup., Liasic inf., Jurasic inf. – med., Apţian, Albian – Cenomanian, Santonian, Oligocen, Miocen sup. – Pliocen.

Caracterul polar este specific atât mişcărilor epirogene, cât şi celor orogenetice şi poate fi evidenţiat atât din punct de vedere al frecvenţei acestor mişcări, cât şi al amplitudinii lor.

Ca o trăsătură generală:

– sectoarele cratonizate ale scoarţei sunt afectate de mişcări epirogene cu frecvenţă mai mare şi amplitudine mai scăzută decât cele de orogen; ritmul înălţărilor în zonele de craton este de 1 – 3,7 m/1 000 ani, iar în zonele de convergenţă activă de 1 – 75 m/ 1 000 ani;

– subsidenţa – ca proces opus înălţării – antrenează sectoare de crustă continentală într-o mişcare de coborâre cu o rată de 10 – 40 m/1 000 ani.

### Efectele variațiilor climatice

*Procesul de răcire a climei* – scăderea temperaturii medii anuale cu 10–15°C, are numeroase consecințe geologice.

La o scară locală şi în timp limitat:

– limita zăpezilor veşnice coboară şi se extind suprafețele acoperite de gheţari montani şi calote glaciare; creşte, în acest fel, *albedoul* (intensitatea reflectării luminii înapoi în atmosferă);

– se modifică morfologia terenurilor care poartă gheţari: apar circuri şi văi glaciare, lacuri glaciare şi, implicit, produsele exharației şi sedimentării glaciare: morenele (*till*-urile şi *varvele*);

– *permafrostul* se extinde în suprafață;

– vegetația ariilor continentale se retrage spre Ecuator, iar în hidrosferă apar organisme adaptate la ape reci.

*Procesului de încălzire* îi corespund procese antagonice:

– se ridică limita zăpezilor veşnice;

– prin topirea zăpezilor şi a maselor de gheață creşte debitul lichid al rețelei hidrografice şi, ca efect, se înalță nivelul de bază al colectorilor locali, dar şi al celor globali (Oceanul Planetar);

– sunt create premisele formării unor depozite continentale roşii *(red-beds)* prin extinderea ariilor deşertice, a depozitelor de evaporite, a proliferării sedimentelor organogene carbonatice;

– la suprafața scoarțelor de alterare se dezvoltă învelişul de sol (fig. 1.45) şi se extind, astfel, ariile continentale acoperite cu vegetație;

– în hidrosferă, biotopul va cuprinde specii adaptate la ape calde.

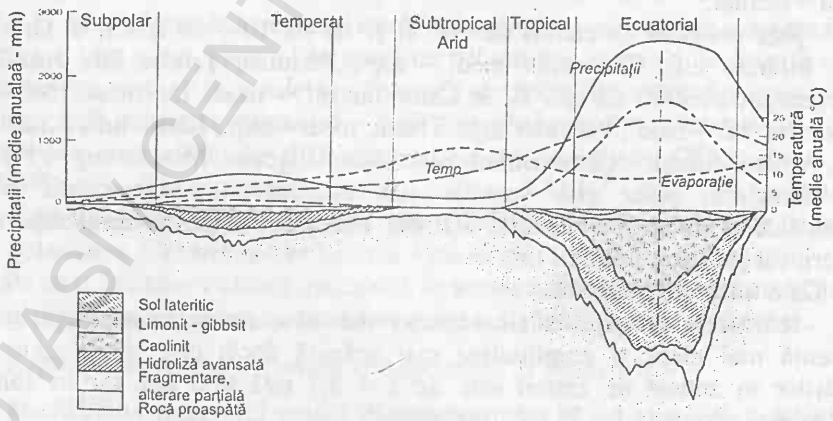



Fig. 1.45. Dezvoltarea diferențiată a scoarțelor de alterare în diferite zone climatice controlate de temperatură şi de precipitații (după Duff, 1992).

BCU IAŞI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

*Markeri paleoclimatici*

Unui anumit context climatic îi corespund o anumită asociaţie de minerale, o anumită calitate morfologică sau structurală a acesteia şi, poate mai adesea, anumite forme de viaţă.

Toate aceste „produse" sau „forme" specifice unei anumite ambianţe climatice întâlnite în stivele de roci sedimentare de la suprafaţa scoarţei terestre pot fi considerate „markeri" sau semnale climatice. Prezenţa lor în orice formaţiune geologică este argumentul cel mai solid pentru încercarea noastră de a reconstitui paleoclimatul unei regiuni.

Astfel, în zonele deşertice, de pildă, nisipuri bine sortate alcătuite din granule bine rotunjite formează dune gigantice (de sute de metri înălţime) cu flancuri asimetrice acoperite de microondulaţii specifice; culoarea lor, adesea roşcată, este expresia oxidării fierului în mediul subaerian.

În zonele de coastă din dreptul tropicelor, cruste de sare şi sulfaţi acoperă sau cimentează nisipurile de pe plajă. În zonele ecuatoriale cu vegetaţie luxuriantă se dezvoltă pe un sol gros – de tip *terra-rossa* – format la suprafaţa unei scoarţe de alterare groase (zeci de metri) de tipul *lateritului*, bogată în hidrosilicaţi aluminoşi şi minerale alitice.

Pe crestele montane, în care zăpezile sunt veşnice, în circuri glaciare sau la periferia lor, se acumulează an de an morene (sau *till*-uri) formate din blocuri angulare de dimensiuni foarte diferite şi, adesea, cu suprafeţele striate; în lacurile din aceste circuri, sedimentele acumulate au caracterul unor *varve*.

În apele marine şi oceanice calde delimitate de cele două tropice proliferează algele verzi şi coralii hermatipici – şi unele şi altele, organisme sesile, coloniale, care înalţă an de an, cu viteze considerabile, *stromatolite* (1 mm/zi) şi, respectiv, *recifi calcaroşi* (30–4 000 cm/1 000 ani).

În apele reci, situate în dreptul cercurilor polare de la latitudinea de 60°, trăiesc alge silicioase de tipul diatomeelor, iar în unele ape fierbinţi, din vecinătatea dorsalelor oceanice, la adâncimi de 3 000–4 000 m, se dezvoltă din abundenţă bacterii care însoţesc depunerile de mâluri metalifere (ex. în Marea Roşie, Golful Californiei etc.).

Starea termică a Pământului şi tendinţele ei geoistorice ar mai putea fi reconstituite şi prin cunoaşterea compoziţiei izotopice a numeroase sedimente fiind bine-cunoscut faptul că izotopii unor elemente stabile se concentrează fie în ape reci ($^{16}O$, $^{28}Si$), fie în ape calde ($^{12}C$). Magnetismul remanent al rocilor este şi el un mijloc indirect de reconstituire a zonelor de latitudine de la suprafaţa Globului, iar prin aceasta de apreciere a tendinţelor paleoclimatice.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

*Glaciațiuni și interglaciațiuni*

La scară globală, efectele „răcirii" și „încălzirii" climei observate temporal se traduc prin succesiunea repetată a perioadelor (fazelor) „glaciare" și „interglaciare" cu dezvoltarea areală a tuturor acelor produse specifice lor, la scară locală.

Inițierea unei perioade glaciare va coincide, după Milankovič, cu momentul de interferență a unor cicluri cosmice și terestre când:

1) *excentricitatea* este maximă (adică distanța Pământ – Soare este maximă);

2) *oblicitatea* este minimă (când diferențele dintre vară și iarnă sunt mici);

3) longitudinea periheliului corespunde cu începutul afeliului (pentru vara din emisfera nordică);

4) crește *albedoul.*

Legătura dintre *precesia echinocțiilor* (cu cicluri de 26 000 de ani) și inițierea unei faze glaciare este posibilă atunci când în apropierea Polului Nord s-au aflat mase continentale importante, iar drumul orbital (planul eclipticii) a suferit unele modificări (mărindu-se astfel, distanța Pământ – Soare).

Istoria Pământului a cunoscut 5 mari perioade glaciare (cicluri de ord. I, II) și mult mai numeroase faze de răcire (cicluri de ord. III, IV, V, VI etc.) (fig. 1.46; 1.47).

I. Glaciațiunea huroniană (2 300 m.a.), recunoscută prin tillite și varve clare în Canada, lacul Huron (Formațiunea de Gowganda), în Africa de SE (Supergrupul Transvaal), în India (Sistemul Bijawar), în vestul Australiei (Formațiunea de Turee Creek);

II. Glaciațiunea Proterozoicului superior (cu trei perioade: 940 m.a. – Gnejso, 770 m.a. – Sturtian, 615 m.a. – Varangian), evidențiată prin acumulări de tillite, mixtite, diamictite cu striuri de zgâriere în Scoția (tillitele de Port Askaig), Canada (Grupul Rapitan), Africa de Sud (Grupul Jbeliat din bazinul Taovdein);

III. Glaciațiunea ordoviciană (440 m.a.), ale cărei urme – tillitele – au fost surprinse în Africa (Sahara de vest – Hoggar, Antiatlas, Bowe), în America de Sud (Amazon, Formațiunea de Trombetas), în Arabia Saudită, Franța, Sardinia;

IV. Glaciațiunea gondwaniană (300 m.a.), cu urme foarte clare în America de Sud (bazinul Parana), Africa de Sud (Tillitele de Dwyka), în India (Formațiunea Talkir), în Australia (Tasmania), în Antarctica (Tillitele din Horlik);

V. Glaciațiunea „cuaternară". Ultima mare glaciațiune de la finele Pliocenului (începută acum 1 800 000 de ani) a îmbrăcat forme diferite în zonele montane și în jurul calotelor polare. În cronostratigrafia Cuaternarului din Alpi, Europa de Nord și America de Nord, principalele faze glaciare (în care temperatura zonelor peri-glaciare continentale era cu 10 – 15°C mai scăzută decât cea prezentă) și inter-glaciare (în care temperaturile au fost egale sau chiar superioare celor din prezent) au fost separate pe baza complexelor și seriilor glaciare și au fost denumite distinct.

BCU CLUJ / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

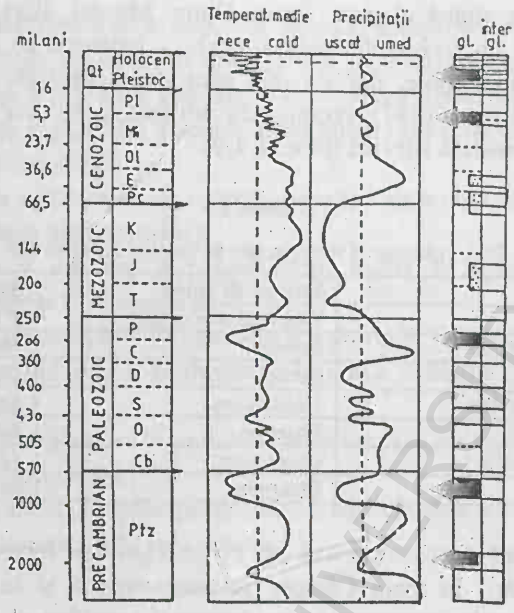



Fig. 1.46. Principalele glaciaţiuni din istoria Pământului şi curbele care redau tendinţele schimbărilor climatice (rece–cald, uscat–umed) pe baza variaţiei temperaturilor medii şi a precipitaţiilor (după Miall, 1989).

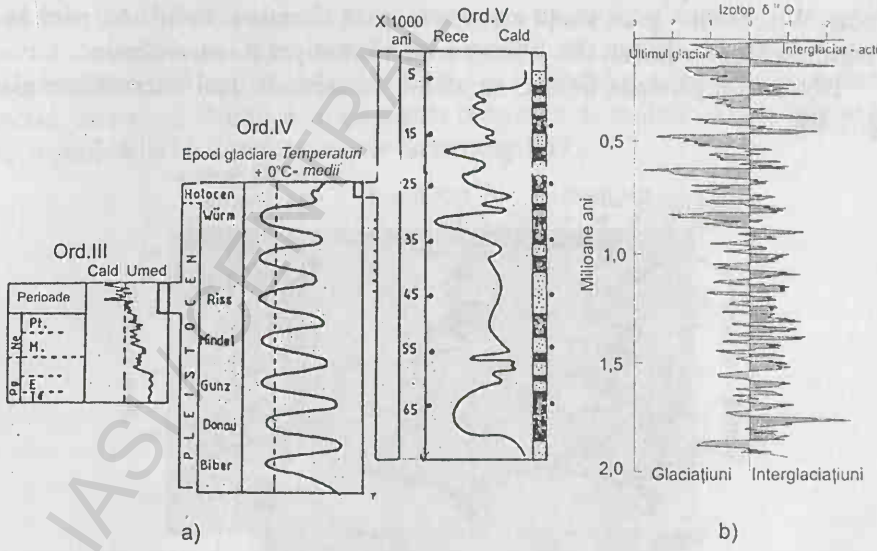



Fig. 1.47. Curbele variaţiilor termice în atmosfera terestră şi perioadele glaciare şi interglaciare generate de procesele de răcire şi încălzire a climei în Pliocen (Ord.III) şi Cuaternar (Ord.IV şi V) (a). Variaţia delta izotop $^{18}O$ obţinut din carote de gheaţă (Antarctica), pe baza căreia s-au putut separa maxime şi minime glaciare şi interglaciare (b) (după Bayer, Seilacher, 1985; Skinner, Porter, 1995).

BCU IAŞI FILIALA GEOGRAFIE UNIVERSITY LIBRARY

În cronologia alpină clasică, fazele Günz, Mindel, Riss, Würm (denumite astfel după numele unor râuri din platoul suabo – bavarez) au fost recunoscute în zonele piemonturilor alpine, dar nu mai sunt astăzi utilizate pentru corelări la distanțe mari. Billard (1987) recomandă utilizarea lor cu titlu de referință bibliografică și de analiză istorică (tabelul 1.9).

*Tabelul 1.9*

Epoci glaciare și interglaciare în timpul Cuaternarului

| | Alpi | Europa de Nord | America de Nord |
|---|---|---|---|
| **Pleistocen** (1,8 mil. ani – 10 000 ani) | Würm | Weichselian=Vistula | Wisconsin |
| | *Riss–Würm* | *Eemian* | *Sangamonian* |
| | Riss | Saalian | Illinoian |
| | *Mindel Riss* | *Holsteinian* | *Yarmouthian* |
| | Mindel | Elsterian | Kansan |
| | *Günz–Mindel* | *Cromerian* | *Aftonian* |
| | Günz | Eburonian | Nebraskan |

Calota glaciară fenoscandinavă s-a extins (sau mai bine-zis a pendulat prin retrageri și înaintări) în toată Câmpia germano-polonă și în nord-estul Rusiei. Fazele glaciare și cele interglaciare au denumiri specifice și sunt redate, pentru Alpi, Europa de Nord și America de Nord, în tabelul 2.7 (Petrescu, 1990).

Pe continentul nord-american, calota s-a dezvoltat progresiv, din Pleistocenul inferior spre cel superior, astfel încât cele patru faze glaciare – Nebraska, Kansas, Illinois, Wisconsin – și-au simțit efectele în toată Canada și în S.U.A., până la sud de regiunea Marilor Lacuri (St. Louis), zona Mississippi și orașul Seatle.

Holocenul, perioada în care ne aflăm, corespunde unui interval interglaciar (fig. 1.48).

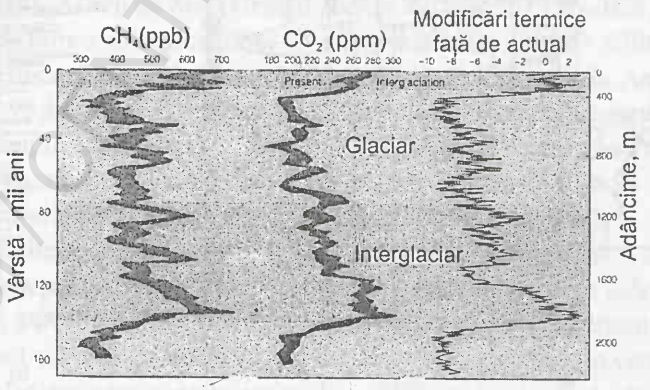



Fig. 1.48. Curbele de variație a metanului și dioxidului de carbon obținute prin analiza unei carote de gheață din Antarctica, pe o grosime de 2 000 m (după Skinner, Porter, 1995).

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Intrarea Pământului într-o perioadă (epocă) glaciară a avut la nivel global consecinţe atât asupra domeniului continental, prin extinderea ghețarilor de tip „alpin" (montani) şi a calotelor glaciare, cât şi asupra domeniului oceanic. Astfel, acesta din urmă, într-o perioadă glaciară, intră într-o fază *oligotaxică*, în care:

– nivelul de bază scade;

– temperatura apei scade, iar curenţii oceanici au o circulaţie mai intensă (pot oxigena zonele adânci ale bazinelor);

– asistăm la o creştere a potenţialului redox al apelor (determinat de îmbogăţirea lor în $O_2$ şi $CO_2$ dizolvat).

În Mezozoic, de ex., astfel de faze s-au înregistrat în Triasicul inferior (230 m.a.), Triasicul superior (192 m.a.), Bathonian (160 m.a.), Malm (135 m.a.), sfârşitul Cretacicului (65 m.a.).

Perioadelor interglaciare le sunt caracteristice faze *politaxice*, în care:

– nivelul de bază creşte;

– apele se încălzesc, iar potenţialul redox scade (ele sărăcesc în $O_2$ şi pierd $CO_2$);

– circulaţia oceanică este mai redusă.

## 2.4. MIŞCĂRILE EUSTATICE ŞI TECTONICA

Spaţiul în care se acumulează sedimentele într-un bazin de sedimentare la scară mare este determinat de relaţia permanentă care există între *eustazie – tectonică* şi *aportul de sedimente*. Acest spaţiu este cunoscut sub numele de *spaţiu disponibil* (*accomodation*); el are un volum variabil, cu o morfologie (geometrie) extrem de diversă, care se va identifica cu geometria corpurilor de sedimente care apar în timp, prin modificările nuanţate ale acestor factori (fig.1.49).

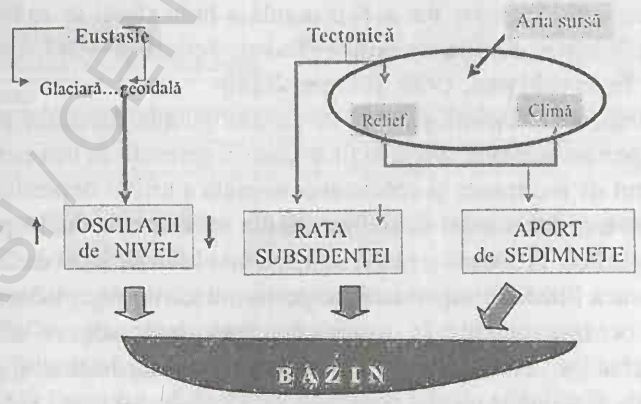



Fig. 1.49. Factorii globali care controlează procesul de sedimentare în marile bazine maritime şi oceanice.

BCU IAŞI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

## 2.4.1. EUSTATISMUL ŞI OSCILAŢIILE DE NIVEL

*Eustazia* sau *eustatismul* este fenomenul natural global prin care se exprimă nivelul Oceanului Planetar (şi al mărilor deschise) faţă de centrul Pământului (fig. 1.50).

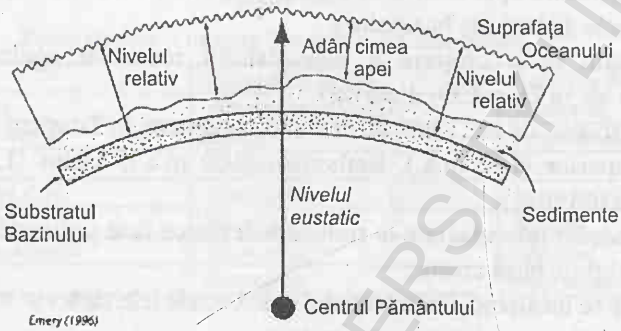



Fig. 1.50. Nivelul eustatic în raport cu centrul Pământului (după Cătuneanu, 2003).

Oscilaţiile acestui nivel sunt cunoscute drept *mişcări eustatice* şi ele pot avea un caracter *pozitiv* (când nivelul creşte faţă de un nivel considerat *zero* pentru un moment de timp considerat $t_o$) sau un caracter negativ (când nivelul scade).

Perioada de timp în care au loc astfel de oscilaţii poate fi foarte diferită şi reprezintă consecinţa directă a cauzelor care provoacă aceste oscilaţii. De asemenea, amplitudinea mişcărilor eustatice este expresia aceloraşi cauze (tabelul 1.10).

Fluctuaţiile eustatice au explicaţii multiple: ele reflectă atât modificări în volumul (morfologia) bazinului, cât şi modificări ale volumului de apă, determinate de cauze dintre cele mai diverse. Privite în desfăşurarea lor geologică, oscilaţiile de nivel ale Oceanului Planetar par a fi o regulă a hidrosferei în strânsă corelaţie cu „determinări" ciclice, de diferite ordine (Bayer, Seilacher, 1985; Brenchley, 1985; Miall, 1989; Emery, Myers, 1996; Einsele, 2000).

*a)* Schimbarea adâncimii şi, respectiv, a configuraţiei bazinului prin modificările morfologice pe care acesta le suferă în timp poate fi generată de mai mulţi factori:

– aportul de sedimente şi colmatarea treptată a ariilor depresionare din cadrul său; astfel, un transfer normal de sedimente din ariile continentale, prin intermediul reţelei hidrografice, provoacă o rată a înălţării nivelului de bază de 2 mm/1 000 ani;

– dinamica litosferei superioare, respectiv mişcările de coliziune şi expansiune a fundului oceanic conduc la modificări importante ale reliefului submarin. Coliziunea plăcilor crustale tinde să restrângă volumul bazinului prin apropierea marginilor sale şi să înalţe nivelul oceanului cu o rată de 1,6 mm/1 000 ani. Pe de altă parte, formarea dorsalelor medio-oceanice ce însoţesc riftogeneze pot determina o ridicare a nivelului de bază cu o rată mai accentuată, de 6,2 mm/1 000 ani;

BCU CLUJ / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

– îngustarea bazinelor prin orogeneză şi morfogeneza cordilierelor subacvatice au drept efect coborâri ale nivelului de bază.

*b)* Modificarea volumului de apă este dependentă, în principal, de conexiunile pe care hidrosfera le are cu atmosfera şi, respectiv, cu factorii climatici şi consecinţele variaţiei lor. Astfel, cantitatea de apă dintr-un bazin marin sau oceanic va fi influenţată de (Council, 1990) (tabelul 1.10):

– echilibrul termic şi starea fizică a masei de gheaţă din ariile continentale şi calotele glaciare; în consecinţă, în momentele de încălzire a climei o parte din această masă se topeşte şi se adaugă sub formă de apă la volumul Oceanului Planetar, ceea ce va determina o mişcare eustatică pozitivă şi, evident, în condiţii de răcire a climei reversul acestui mecanism şi efectul său – iniţierea unei mişcări eustatice negative;

– încălzirea atmosferei terestre va intensifica evaporaţia la suprafaţa oceanelor şi, prin aceasta, scăderea nivelului lor;

– precipitaţiile atmosferice;

– aportul de fluide în lungul rifturilor submerse.

*Tabelul 1.10*

Cauzele mişcărilor eustatice şi ale oscilaţiilor nivelului de bază al Oceanului Planetar; perioade şi amplitudini

| Cauze | Perioadă (ani) | Amplitudine (m) |
|---|---|---|
| 1] Modificări termohaline ale volumului oceanic | | |
| *Shallow water* – 0 – 500 m | $0{,}1–10^2$ | 0–1 |
| *Deep water* – 500 – 4 000 m | $10^1–10^4$ | 0,01–10 |
| 2] Topirea gheţarilor | | |
| Gheţari montani | $10^1–10^2$ | 0,1–1 |
| Calote (Groenlanda, Antarctica) | $10^2–10^5$ | 1–100 |
| 3] Modificări în volumul lacurilor continentale | $10^2–10^5$ | 0,01–0,1 |
| 4] Deformări crustale | | |
| Consumul litosferei prin subducţie | $10^6–10^8$ | 1–100 |
| Coliziuni continentale | $10^6–10^8$ | 10–100 |

Expresia grafică a mişcărilor eustatice în timp este *curba eustatică* – o curbă sinusoidală pe care se pot identifica două apexuri:

– *high stand* – expresia maximei amplitudini – nivelul înalt;

– *low stand* – expresia minimei amplitudini – nivelul coborât.

Segmentele curbei eustatice au două repere caracteristice (fig. 1.51) :

– *punctul de inflexiune F* (*fall*), pe segmentul ei descendent, şi

– *punctul de inflexiune R* (*rise*), pe segmentul ascendent.

BCU IAŞI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

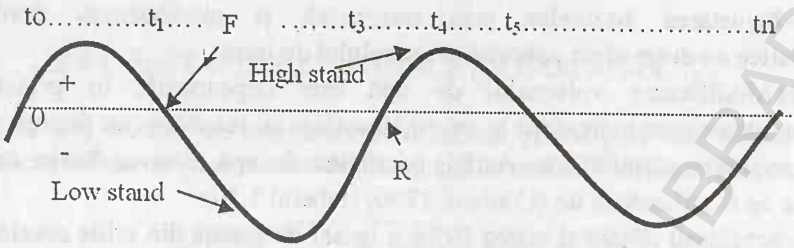



Fig. 1.51. Elementele curbei eustatice: F–*fall*–punct de inflexiune pe segmentul descendent al curbei, R – *rise* – puncte de inflexiune pe segmentul ascendent al curbei (to, $t_1$...tn – timp).

Pe curbele asimetrice, un segment abrupt al curbei reflectă o scădere (înălțare) bruscă (rapidă) a nivelului de bază, iar un segment lin, o scădere (înălțare) lentă a acestuia.

Variația mișcărilor eustatice în unitatea de timp indică, de fapt, **rata mișcărilor eustatice (E–mm/an)** și, implicit, a oscilațiilor de nivel. Acesta este un parametru important în analiza *spațiului disponibil* (accomodation) pentru procesul de sedimentare și se calculează ca o derivată a curbei eustatice în fiecare unitate de timp ($t_1.t_2,t_3$....); el se poate exprima grafic tot printr-o curbă (Emery, Myers, 1996; Miall, 1997; Cătuneanu, 2003) (fig. 1.52).

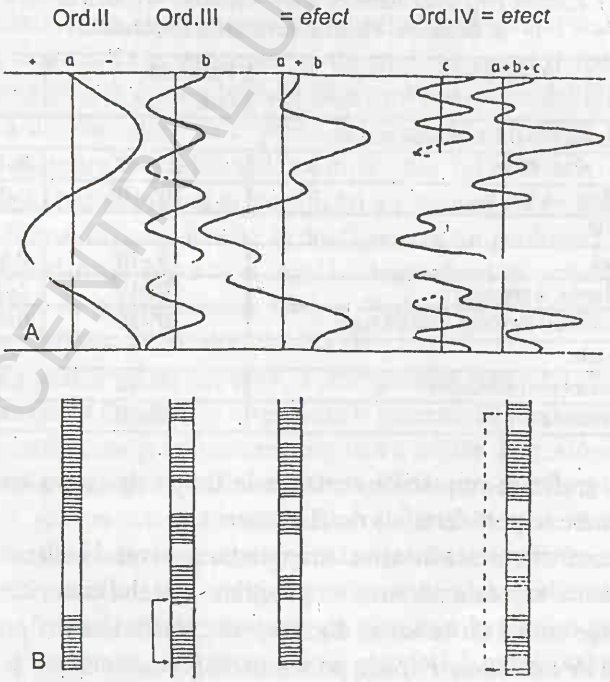



Fig. 1.52. Cicluri eustatice de ordinele II, III și IV: A – curbele care le definesc – direct și prin însumare și B – imaginea generalizată a *log*-urilor corespondente.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Dintre cauzele expuse mai sus se poate observa legătura indisolubilă care există între modificările climatice (alternanţa perioadelor glaciare cu cele interglaciare) şi oscilaţiile de nivel ale Oceanului Planetar. Ciclurile eustatice pot fi simetrice sau asimetrice, iar prin însumare efectele lor atât în alura curbelor construite, cât şi în aspectele stratonomice ale coloanelor litologice apar foarte diferite (Coe, Bosence, Church, Flint, Howel, Wilson, 2003).

### 2.4.2. EFECTELE MIŞCĂRILOR EUSTATICE – TRANSGRESIUNI ŞI REGRESIUNI

Consecinţele imediate ale oscilaţiilor eustatice se regăsesc în poziţia liniei ţărmului care, în cazul înălţării nivelului eustatic, suferă o înaintare spre continent (cu efect de *transgresiune* a mării asupra uscatului şi, implicit, de creştere a adâncimii apei pe verticala locului urmărit), iar în cazul coborârii nivelului eustatic această linie se retrage spre ocean (cu efect de *regresiune,* de retragere a apei de pe suprafaţa uscatului şi, respectiv, de scădere a adâncimii apei). Ca procese geologice majore, transgresiunile şi regresiunile au cauze mult mai complexe, ele fiind controlate simultan atât de tectonică, cât şi de volumul de sedimente introdus în bazin (Collier, Leeder *et al.*, 1990; Soreghan, Dickinson, 1994).

Prin prisma analizelor sistemice şi a elaborării unor modele de facies având drept scop final reconstituirea faciesurilor într-un sistem depoziţional, mişcările eustatice şi, indirect, transgresiunile şi regresiunile controlează procesele de sedimentare în mediile (sistemele) fluviatil, deltaic, marin (în special, litoral şi şelf, dar prin efecte depoziţionale şi în cel marin de mare adâncă). De aceea, când urmărim astfel de analize, termenii implicaţi trebuie utilizaţi nuanţat, cu rigurozitate.

Astfel, prin termenul *nivel de bază* avem în vedere suprafaţa de echilibru care separă domeniul proceselor erozive (în care acţionează puternic eroziunea) şi domeniul proceselor acumulative (în care acţionează sedimentarea). De cele mai multe ori, nivelul de bază este echivalat cu *nivelul mării* deşi râurile mari provoacă eroziuni şi sub acest nivel.

Schimbarea nivelului relativ al mării reprezintă un efect cumulat al eustatismului şi al proceselor geotectonice (înălţări ale uscatului sau scufundări, prin subsidenţă, ale fundului mării).

Modificarea nivelului de bază este şi ea o consecinţă a acţiunii simultane a eustatismului, tectonicii şi energiei de bazin (valuri şi curenţi), iar evoluţia sa în timp poate lărgi sau îngusta spaţiul disponibil acumulării sedimentelor. O rată de sedimentare mare poate conduce la consumarea acestui spaţiu (fig. 1.53).

BCU IASI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

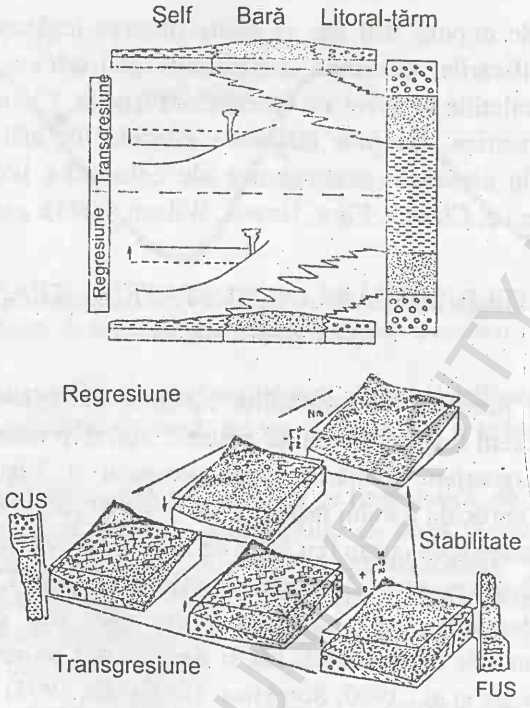



Fig. 1.53. Consecințele litologice şi bazinale ale mişcărilor de transgresiune şi regresiune generate de oscilațiile nivelului de bază şi aportul de sedimente.

Modificarea nivelului de bază al Oceanului Planetar, prin înălțare sau coborâre față de un „moment reper", este un proces lent, iar efectele sale pot fi descifrate doar prin cumulare şi în timp îndelungat.

Astfel, în timpurile istorice s-au putut constata modificări în configurația țărmurilor fie prin „inundarea lor", fie prin retragerea puternică a apelor marine şi oceanice: sunt bine-cunoscute coloanele templului Serapis de la Pozzuoli (Italia), aflate în prezent undeva în interiorul țărmului, purtând însă la 1 – 1,5 m deasupra bazei lor urmele activității unor organisme litofage subacvatice care, în timpuri trecute, le-au folosit ca substrat şi şi-au construit pe ele adăposturi. Lacurile de acum 2 000 de ani de la țărmul Mării Nordului, din dreptul Țărilor de Jos, prin înălțarea constantă a nivelului apei au devenit golfuri (Zuiderzee), care au fost apoi barate prin ridicarea unor diguri de protecție masive şi înalte, devenind ulterior o câmpie fertilă (celebrele *poldere* olandeze a căror suprafață se află cu 6 – 8 m sub nivelul mării). De asemenea, în ultima sută de ani nivelul Oceanului Atlantic a crescut cu 30 cm, iar al Oceanului Pacific cu 10 cm.

În timpurile geologice, modificarea volumului de apă dintr-un bazin marin fie prin mişcări eustatice pozitive (de înălțare a nivelului de bază), fie prin mişcări negative (de coborâre a nivelului de bază), s-a realizat de nenumărate ori şi cu intensități diferite. Se apreciază, de ex., că în timpul perioadelor glaciare pleistocene, nivelul

Mării Negre a fost cu 100 de metri mai jos decât cel actual. Efectul imediat al acestor mişcări îl constituie deplasarea liniei ţărmului fie spre continent prin înălţarea mării (oceanului), fie spre mare (ocean), prin retragerea acesteia. Rezultatul va fi:

– în primul caz, repauzarea discordantă a depozitelor marine de apă sărată şi cu faună specifică peste depozite continentale (lacustre, de ex., cu apă dulce şi organisme adaptate la acest regim);

– în al doilea caz, repauzarea depozitelor continentale (de tip fluvial sau deltaic) peste depozite marine (litorale sau de şelf); conglomerate de regresiune se vor găsi în partea terminală a unor secvenţe sedimentare (v. fig. 1.53).

În aprecierea fenomenelor de transgresiune şi regresiune şi a ponderii pe care o au asupra lor mişcările eustatice pozitive şi negative, trebuie avute în vedere şi modificările suferite, simultan, de morfologia bazinului ce găzduieşte volumul de apă (prin aportul de sedimente pe care-l primeşte, prin tectonica activă la care este supus – în special, prin înălţarea sau subsidenţa unor compartimente din vecinătatea liniei de ţărm). Aceasta înseamnă că înălţarea şi coborârea nivelului mării, prin eustatism, nu conduce automat la o transgresiune şi, respectiv, la o regresiune. Astfel, când are loc o înălţare a nivelului în paralel cu un aport puternic de sedimente (prin progradare), efectul îl constituie o *regresiune*, iar atunci când rata de coborâre a nivelului mării este foarte lentă, dar subsidenţa ţărmului este foarte activă, se remarcă o tendinţă de *transgresiune*. De aceea, corelând evoluţia mişcărilor eustatice cu rata de sedimentare şi dinamica sedimentelor acumulate la un moment dat în zona ţărmului şi a şelfului (respectiv, eroziunea lor), ajungem să apreciem efectele finale prin termenii (fig. 1.54):

– regresiune depoziţională şi erozională; – transgresiune depoziţională şi erozională.

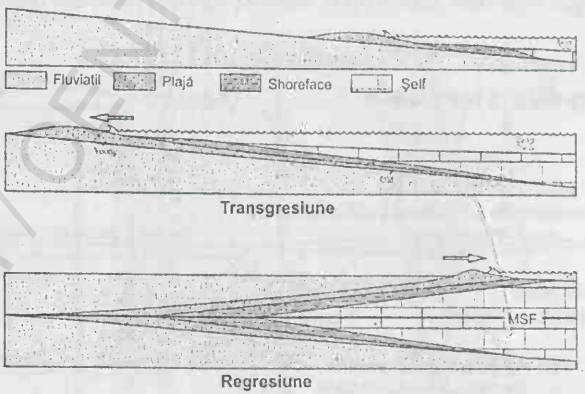



Fig. 1.54. Retrogradarea şi progradarea. Suprafaţa de maximă inundare (MFS) separă geometriile retrogradaţionale de cele progradaţionale (după Cătuneanu, 2003).

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

**Transgresiunile** forţate şi normale sunt reprezentate pe curbele evoluţiei nivelului de bază şi ratei schimbării nivelului de bază şi sunt definite prin efectul combinat al schimbării nivelului de bază şi aportului de sedimente (Friedman, Sanders, 1978; Cătuneanu, Willis, Miall, 1998; Einsele, 2000).

Transgresiunea apare atunci când spaţiul disponibil pentru sedimentare este creat mai rapid decât se consumă prin aport de sedimente. Aceasta are ca efect migrarea spre continent a liniei ţărmului rezultând retrogradarea şi/sau agradarea faciesurilor (fig. 1.55).

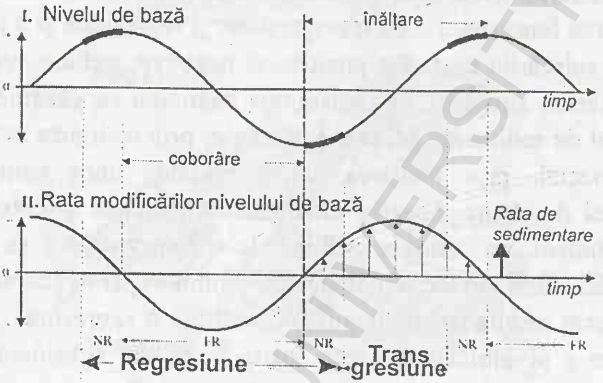



Fig. 1.55. Conceptele transgresiunii şi regresiunii normale (NR) şi forţate (FR); I – porţiunea îngroşată pe curbă indică stadiile timpuriu şi târziu ale ridicării nivelului de bază; II – curba sinuoasă arată rata schimbării nivelului de bază (după Cătuneanu, 2003).

**Regresiunea** normală (fig. 1.56) are loc în stadiile timpurii şi târzii ale înălţării nivelului de bază, când rata sedimentării o depăşeşte pe cea a ridicării nivelului de bază.

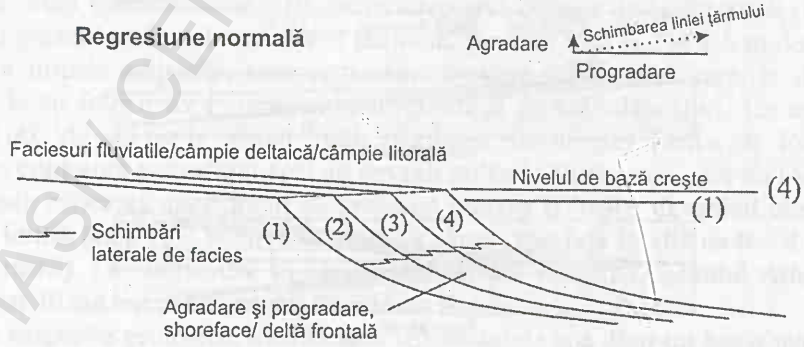



Fig. 1.56. Traiectoria liniei ţărmului în timpul regresiunii normale (după Cătuneanu, 2003).

BCU IAŞI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Regresiunea forţată apare în timpul scăderii nivelului de bază, când linia ţărmului este forţată să regreseze, indiferent de aportul sedimentar (fig. 1.57). În acest stagiu au loc incizia şelfului şi sedimentarea în domeniul apelor adânci.

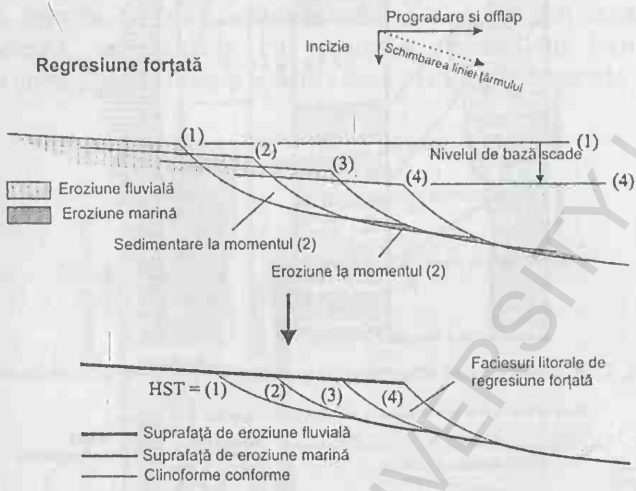



Fig. 1.57. Regresiunea forţată este cauzată de scăderea nivelului de bază (după Cătuneanu, 2003).

Un cuplu „transgresiune–regresiune" este determinat de factori care s-au modificat ciclic şi care au acţionat cu intensităţi variabile (fig. 1.58; 1.59; 1.60). În concordanţă cu ordinul de mărime al acestor schimbări repetate, în istoria geologică a Pământului s-au înregistrat cicluri de ord. II – III (de „termen lung"), IV – V etc. (de „termen scurt"), în concordanţă cu cauzele alo- sau autociclice care le-au generat. Suprapunerea unor cicluri (de lungimi de undă şi amplitudini diferite) transformă o evoluţie simetrică într-una asimetrică; simetria (asimetria) priveşte grosimea unităţilor litologice (secvenţelor), extinderea lor areală, calitatea petrografică etc. (Browning, Miller *et al.*, 2006).

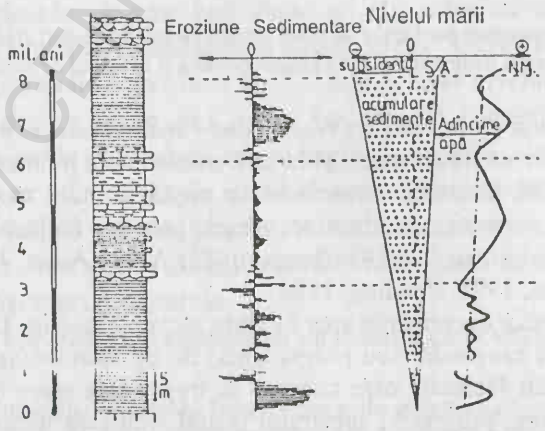



Fig. 1.58. Relaţia între litologie, rata de depunere, eroziune şi curba presupusă a oscilaţiilor de nivel.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

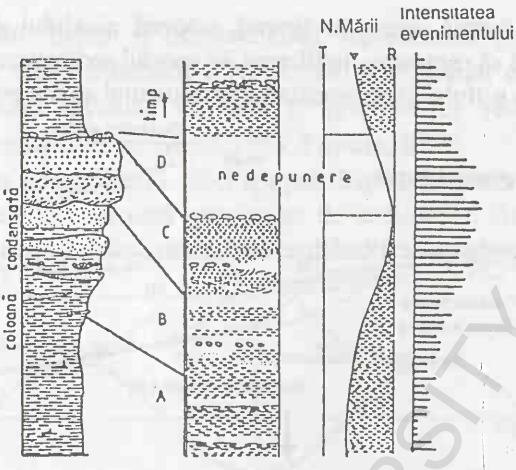



Fig. 1.59. Consecinţele stratonomice şi litologice ale unui ciclu asimetric.

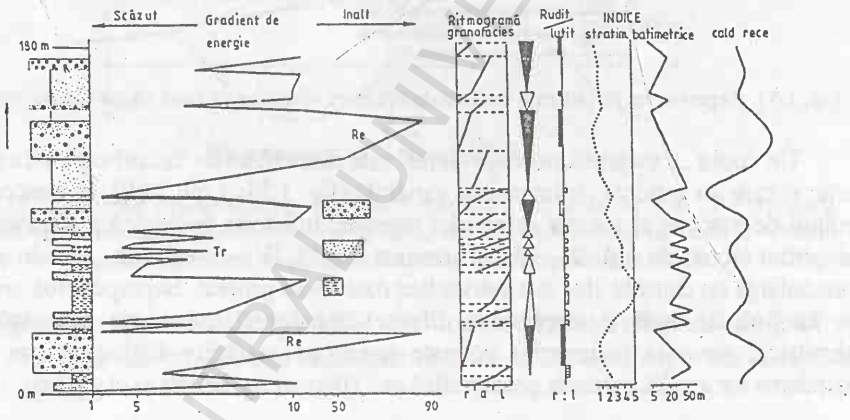



Fig. 1.60. Consecinţele oscilaţiilor de nivel (transgresiuni/regresiuni) şi ale modificărilor climatice şi batimetrice asupra granofaciesului şi indicelui de stratificaţie.

În timpul unui ciclu complet *regresiune – transgresiune*, evoluţia procesului de sedimentare într-un bazin marin şi în aria continentală limitrofă, deci de o parte şi de alta a liniei ţărmului, contribuie la naşterea unor modele distincte de sedimentare, cu geometrie specifică: secvenţele genetice (echivalentul „episodului depoziţional" al lui Frazier, 1984) (Boggs, 1987; Allen, Allen, 1990; Blatt, Berry, Brande, 1991; Haq, 1995; Reading, 1996).

Efectele acestor evenimente apar în alura secvenţelor (fig. 1.61):

– o *secvenţă progradă* (sau progradantă) de tip *coarsening up* şi *thicker up*, alcătuită din unităţi faciesale care coboară în trepte spre mare (SWS – *sea ward stepping*) şi acoperă, progresiv, substratul (astfel, valoarea temporală a hiatusului ce separă unitatea subiacentă de unităţile faciesale ale secvenţei examinate creşte

BCU IAŞI CENTRALA UNIVERSITY LIBRARY

spre largul mării). Ea se va forma în condiţiile tendinţei de retragere a ţărmului şi de coborâre a nivelului apei (*low stand – level* – LSL), de reducere a adâncimii bazinului (astfel, de dezvoltare a unor litofaciesuri arenitice şi carbonatice de apă puţin adâncă, însoţite de biofaciesuri bentonice alcătuite din organisme de talie mare) şi, adesea, în corelaţie cu creşterea gradientului termic al apelor, intensificarea curenţilor de fund şi apariţia unor hiatusuri erozionale;

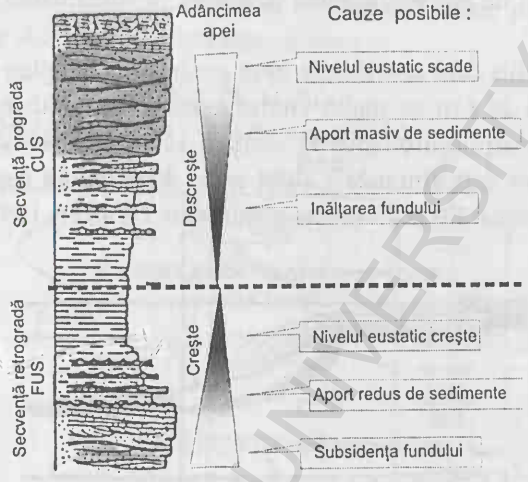



Fig. 1.61. Cauzele posibile ale transgresiunilor şi regresiunilor şi efectele lor în alura secvenţelor retrograde şi prograde.

– o *secvenţă retrogradă* (sau recesională), de tip *fining up* şi *thinner up*, alcătuită din unităţi faciesale care înaintează, prin imbricare, spre continent (LWS – *land ward stepping*) şi acoperă progresiv domeniul continental: limita sa inferioară va coincide, de cele mai multe ori, cu suprafaţa erozională (care va coincide şi cu o importantă discordanţă stratigrafică). Secvenţa aceasta se depune în timpul transgresiunii (*high stand level* – HSL), când nivelul apei se înalţă, iar bazinul devine din ce în ce mai adânc (se creează condiţii favorabile pentru acumularea unor produse anoxice – argile negre, sapropelite, chert-uri, însoţite de o faună bentonică de talie mică); în aceste momente, apele sunt mai calde şi devin favorabile apariţiei, în zonele litorale, a bioconstrucţiilor coralgale. Gradientul termic este redus, intensitatea curenţilor este scăzută, ceea ce creează posibilitatea apariţiei unor orizonturi condensate.

Cele două secvenţe sunt separate de un hiatus a cărei valoare temporală creşte spre continent.

Urmărind tranziţiile laterale între faciesurile genetice ce se dezvoltă în spaţiul de acţiune al regresiunilor şi transgresiunilor – al zonei de ţărm – sesizăm

BCU "AL. I. CUZA" UNIVERSITY LIBRARY

individualizarea unor *cortegii sedimentare* (*systems tracts*) alcătuite dintr-o succesiune de sedimente sincrone, cu litologie şi geneză diferite, grosimi diferite şi discontinuităţi specifice. Un astfel de cortegiu va include spre continent un geofacies fluvio-deltaic, urmat spre ocean de un facies litoral şi, în continuare, de unul de şelf. În secţiunea transversală a unei megasecvenţe prograde, asistăm la tranziţii temporale de la faciesuri de apă adâncă (în cazul acesta, de şelf), prin cele litorale, la faciesuri de apă foarte mică şi, adesea, continentale (fluvio-lacustre sau deltaice) (fig. 1.62).

De fapt, relaţiile care se stabilesc între geofaciesuri în plan orizontal (areal) şi vertical (temporal) au fost de multă vreme statuate de Walther (1894) în clasicul său principiu: „tranziţiile litologice în secţiuni verticale (a\b\c\d) reflectă relaţiile laterale ale mediilor depoziţionale"; altfel spus: două unităţi depoziţionale care se succed s-au şi acumulat în medii naturale adiacente (Walker, 1992; Reading, 1996).

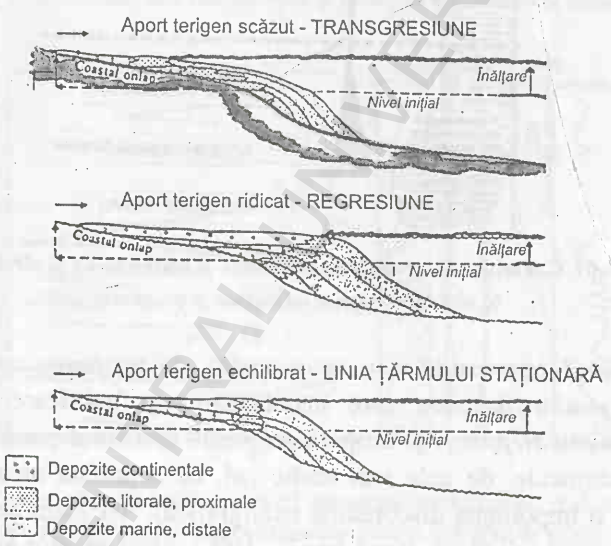



Fig. 1.62. Modelul sedimentării litorale controlate de aportul de material terigen şi oscilaţiile nivelului de bază; efecte în transgresiuni şi regresiuni (după Vail, 1977).

Recent, Haq, Hardenbol şi Vail (1987) au elaborat un tablou sintetic al evoluţiei cronologice a oscilaţiilor de nivel (curba eustatică) în timpul Fanerozoicului şi al efectelor (în transgresiuni şi regresiuni) pe care acestea le-au generat. Curbele eustatice au fost „desenate" marcând cele două generaţii de variaţii: „pe termen lung" şi „pe termen scurt" (Haq, 1995).

În cadrul variaţiilor pe termen lung (cicluri de ordinele II – III), cele mai intense regresiuni s-au petrecut în Cambrianul superior – Ordovicianul inferior (488 m.a.), Ordovicianul superior (438), Carboniferul superior (296), Permianul

BCU Cluj / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

superior (250), Jurasicul inferior (205) şi mediu (163), Cretacicul inferior (135), limita Cretacic – Paleogen (65) şi Oligocen (25 – 30), iar cele mai mari transgresiuni au avut loc în Cambrianul superior (515), Ordovicianul mediu (458), Silurianul inferior (428), Carboniferul inferior (333), Jurasic inf. – mediu (185), Cretacicul superior (90) şi Eocen (55) (fig. 1.63).

În privinţa oscilaţiilor pe termen scurt, numai din Triasic şi până în Cuaternar au fost identificate 119 cicluri, dintre care 19 sunt delimitate prin limite majore, 42 au valoare medie şi 58 sunt discordanţe minore.

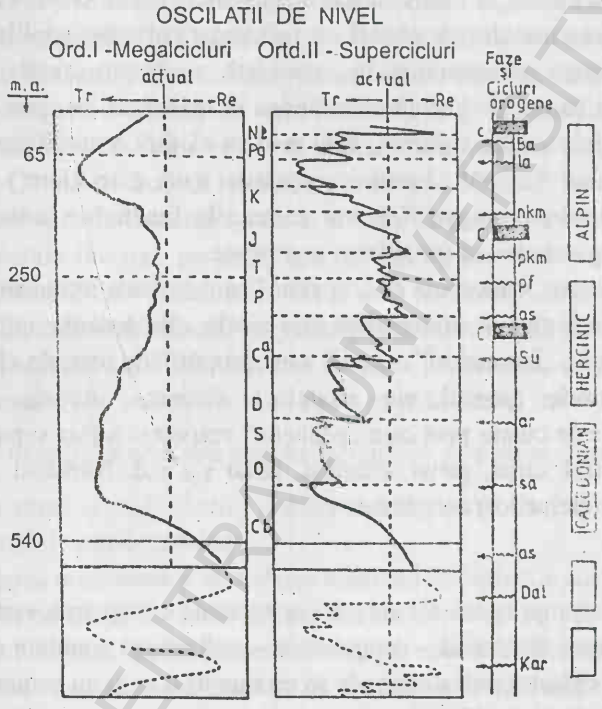



Fig. 1.63. Curbele oscilaţiilor nivelului Oceanului Planetar reconstituite după analiza secvenţelor sedimentare. Pentru comparaţie sunt marcate şi momentele orogene principale (după Haq, 1987, simplificat).

## 2.4.3. MIŞCĂRILE TECTONICE ŞI SUBSIDENŢA BAZINULUI

Structura actuală a litosferei terestre este rezultatul deplasărilor lente verticale şi orizontale suferite în timp de materia din care ea este constituită. Aceste deplasări constituie, la scara Globului şi a timpului geologic, mişcările tectonice care au generat sistemele montane cutate şi au controlat îndeaproape înălţarea (exondarea) şi scufundarea (imersiunea) lor. Aceste mişcări se transmit sub forma

BUJANSI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

unei unde tectonice atât de la interiorul spre exteriorul centurilor cutate (zonelor de orogen), cât şi în lungul acestora. Derularea ciclică a fenomenelor tectonice a fost de multă vreme sesizată şi a fost pusă pe seama variaţiei vitezei de rotaţie a Pământului care are drept efect contracţii şi dilatări succesive ale acestuia.

*Câteva observaţii*

Cercetările geologice efectuate în lungul ţărmurilor Scutului Baltic şi ale Scutului Canadian au evidenţiat că transgresiunile şi regresiunile repetate care le-au afectat nu au avut ca singur motiv mişcările eustatice; ele au condus la concluzia că formarea şi topirea maselor de gheaţă au influenţat periodic echilibrul izostatic al maselor continentale subiacente şi, în consecinţă, s-a impus afundarea lor lentă în astenosferă când calota de gheaţă se extindea şi revenirea lor, prin înălţare, când masa de gheaţă îşi reducea volumul. Este evident că fără o modificare a volumului de apă din bazinul limitrof ţărmului, mişcările lente („seculare") ale uscatului, cunoscute ca *mişcări epirogenetice,* vor antrena în funcţie de sensul derulării lor (negativ) o transgresiune sau (pozitiv) o regresiune.

În zonele cutate, cunoscute ca „orogene" sunt sesizate întotdeauna numeroase discontinuităţi litologice şi stratigrafice (aşa-zisele „discordanţe unghiulare"), care separă „orizonturi", „formaţiuni", „serii" sau „grupuri" de roci, de vârste diferite şi trăsături structurale (poziţii ale stratelor) distincte. Aceste discontinuităţi marchează fazele de cutare prin care „pachetul" respectiv a fost supus unei mişcări *orogenice* şi, astfel, cutat, şariat, exondat, faliat ş.a.m.d. Numărul lor va reflecta numărul fazelor (ciclurilor) orogenice.

*Cauze*

Cele două componente ale mişcărilor tectonice, mişcarea verticală – epirogenetică şi mişcarea orizontală – orogenetică –, acţionează simultan asupra scoarţei terestre şi au un caracter pulsatoriu; ele se produc în faze şi au caracter episodic, la intervale de timp inegale. Fiecare mişcare trece printr-un maxim (paroxism) şi un minim (calm) de intensitate.

Polaritatea mişcărilor orizontale este ilustrată de faptul că în spaţiu alternează sectoare supuse unor tensiuni în care apar falii normale, cu sectoare supuse unor compresiuni în care apar cute; în timp, într-o aceeaşi regiune se pot succeda faze de tensiune cu faze de compresiune.

De asemenea, în evoluţia lor, multe din plăcile crustale sunt delimitate într-o extremitate de contacte divergente şi rifturi, iar în cealaltă extremitate, de contacte convergente şi subducţie (cazul plăcilor Cocos – Nazca). Pentru plăcile litosferice actuale, ritmul acestor mişcări prin divergenţă este de 1–18 cm/an, iar prin convergenţă, de 2 – 8 cm/an.

BCU IAŞI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Terasele fluviale, terasele marine, văile submarine înecate, poziţia înclinată a unor depozite pliocene şi unghiul pe care acestea îl fac cu aluviunile recente sunt tot atâtea dovezi că în Cuaternar mişcările tectonice au continuat; ele sunt considerate mişcări „neotectonice" şi, astăzi, ele sunt dovedite alături de aceste argumente geomorfologice prin măsurători geodezice efectuate la suprafaţa solului sau din sateliţi.

Ele sunt foarte active în dreptul marilor fracturi crustale – riftul est-african, Golful Californiei şi falia San Andreas, a zonelor de subducţie – arcul insular japonez, precum şi în zonele de orogen (există dovezi că Munţii Caucaz s-au înălţat la sfârşitul Pliocenului şi în Cuaternar cu 1 000 m; Himalaya are şi ea o mare rată a înălţării; zona Focşani – Nămoloasa – Galaţi, dintre curbura Carpaţilor şi Dunăre, a suferit în Cuaternar o scufundare apreciată la 1 000 m, iar Carpaţii Orientali, o înălţare cu cca 300 – 400 m, cu 5 – 6 mm/an); aluviunile a numeroase terase din Depresiunea Getică şi Bazinul Haţeg se găsesc cu 150 – 250 m deasupra nivelului actual al râurilor ce le drenează) sau în zonele de platformă, în extremitatea unor plăci continentale (de ex., pe marginea cratonului scandinav) se întâlnesc terase marine. la altitudini ce variază între 50 şi 200 m; valea Congo, ce traversează o bună parte din cratonul african, se prelungeşte sub nivelul mării, la adâncimi de 1 000 m şi, respectiv, la 1 200 km faţă de ţărm. În general, se apreciază că viteza mişcărilor actuale este mai mare decât cea a mişcărilor din trecut.

*Efectul mişcărilor verticale asupra oscilaţiilor de nivel şi evoluţia sedimentării*

În aria-sursă (sau domeniul continental învecinat bazinului de sedimentare) mişcările verticale pot determina:

a) înălţarea ariei-sursă şi stimularea eroziunii în regiunile continentale (0,1–1 m/ 1 000 ani); în corelaţie cu acest proces are loc o retragere, spre bazin, a liniei de ţărm – nivelul de bază scade; în această situaţie, rata de sedimentare creşte: asistăm la desfăşurarea unor suite sedimentare de tip *sea ward stepping*;

b) subsidenţa ariei-sursă, reducerea eroziunii în ariile continentale (0,1–0,01 m/ 1 000 ani) şi invadarea uscatului de către apă: nivelul de bază creşte, iar suita sedimentară care se va naşte va fi de tip *land ward stepping* şi va acoperi o suprafaţă erozională.

În aria bazinului de sedimentare, înălţarea acestuia va determina colmatarea sa rapidă. În schimb, mişcările de subsidenţă rapide (50 cm/1 000 ani) sau cele lente (1 cm/1 000 ani) corelate cu rate de acumulare diferite, când scăzute (de 1–10 mm/1 000 ani), când înalte (mai mari de 1 000 mm/1 000 ani), creează prin combinare tipuri de secvenţe care se diferenţiază prin geometrie, grosime şi calitatea sedimentelor acumulate (Miall, 1989, 1997).

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

## 2.5. PROCESUL DE SEDIMENTARE: APORTUL DE SEDIMENTE

Cauzele primare şi esenţiale care pot explica marea diversitate a sedimentelor acumulate într-un sistem depoziţional şi, implicit, a rocilor provenite pe seama acestora, sunt de natură mecanică, chimică şi biotică. Procesele sedimentogenetice se circumscriu agenţilor şi factorilor exogeni şi generează produse specifice (constituenţii sedimentelor cu particularităţile lor granulometrice şi morfometrice); imprimă relaţiile spaţiale dintre componenţi şi definesc structurile interne sau cele de la suprafaţa unităţilor depoziţionale. Fiecare unitate depoziţională astfel constituită, cu omogenitatea sa şi delimitată prin discontinuităţi, faţă de cele cu care se învecinează, devine o *unitate de facies*. Rata de generare a acestor unităţi este expresia ratei de depunere sau de creştere a sedimentelor, din care trebuie scăzută rata de îndepărtare a lor după momentul acumulării.

### 2.5.1. PROCESE MECANICO-FIZICE

Acţiunea factorilor de natură fizică – variaţiile termice, de exemplu, şi dinamica apelor sau a maselor de gheaţă, definesc cadrul în care apar „clastele" şi controlează drumul lor spre bazinele de sedimentare. Istoria sedimentelor epiclastice, în general, şi a rocilor detritice – conglomerate, gresii – în special, este circumscrisă acestui cadru şi nu poate fi înţeleasă fără o imagine clară asupra mecanismelor care provoacă dezagregarea „ariilor-sursă" şi, apoi, dinamica fragmentelor generate. Acţionând cu predilecţie asupra regiunilor exondate, continentale, eroziunea fluvială, abraziunea, deflaţia şi mişcarea maselor de gheaţă generează un material foarte divers din punct de vedere granulometric, morfometric şi compoziţional, care „deplasat" şi „acumulat" va fi cel mai în măsură să ofere criterii pentru reconstituirea agenţilor de transport şi a paleomediilor de sedimentare.

Din zonele de fragmentare–dezagregare – *ariile-sursă* – spre locurile de acumulare – *bazinele*, clastele urmează un drum ce leagă două areale situate la altitudini diferite şi care tinde, pentru o anume etapă din evoluţia lor, să restabilească un echilibru gravitaţional. În istoria unor sedimente detritice, mişcarea clastelor spre nivele din ce în ce mai joase se poate repeta de mai multe ori (Anastasiu, 1998) (fig.1.64).

O mare parte din sedimente sunt trasportate prin intermediul curenţilor unidirecţionali (apă, aer), dar şi oscilatorii. În acest caz, clastele se deplasează particulă cu particulă (*individual*), în sensul că mediul fluid determină deplasarea lor prin diverse moduri – *tracţiune, rulare, saltaţie* şi *suspensie* (fig. 1.65). Aceste mecanisme depind de proprietăţile mediului fluid, precum şi de caracteristicile texturale ale clastelor.

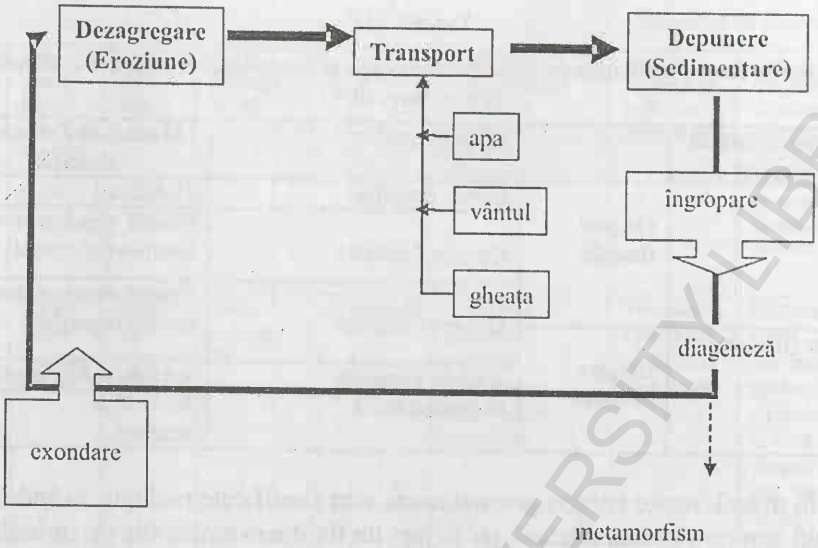



Fig. 1.64. Ciclul clastic: succesiunea proceselor – dezagregare–transport–depunere.

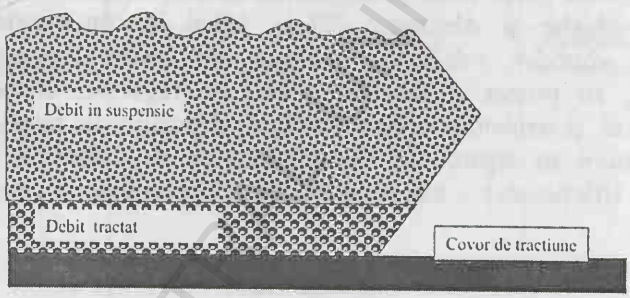



Fig. 1.65. Poziția covorului de tracțiune într-un curent de apă și debitul solid transportat de acesta.

Gravitația determină mișcări ale sedimentelor sub forța propriei greutăți. Astfel, pot avea loc deplasări *în masă* atât ale rocilor preexistente, cât și ale clastelor. Mișcările gravitaționale care implică roci și sedimente neconsolidate plastice sunt de tipul dislocărilor și căderilor de roci (*rock and debris fall*), al alunecărilor de teren fără deformări semnificative ale masei alunecate (*slides*) și al alunecărilor de teren cu deformări majore ale masei alunecate (*slumps*). Toate aceste procese pot avea loc atât subacvatic, cât și subaerian.

*Curgerile gravitaționale* reprezintă amestecuri de sedimente și apă care se deplasează gravitațional și pot fi privite ca procese de remobilizare.

În funcție de proprietățile reologice, de mecanismul de susținere a clastelor și de concentrația volumetrică a acestora, *curgerile gravitaționale* au fost diferențiate după mulți autori (Middelton, Hampton, 1976; Lowe, 1979,1982) în tipurile pe care le prezentăm în tabelul 1.11.

BCU CLUJ CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

*Tabelul 1.11*

Tipuri de curgeri gravitaționale în funcție de reologie și mecanismul de susținere al clastelor (după Lowe, 1979)

| Comportamentul curgerii | Tipul curgerii | | Mecanismul susținerii clastelor |
|---|---|---|---|
| Fluid | Curgere fluidală | Curent turbiditic | Turbulența fluidului |
| | | Curgere fluidizată | Fluidul expulzat din pori (susținere completă) |
| | | Curgere lichefiată | Fluidul expulzat din pori (susținere parțială) |
| Plastic (Bingam) | Curgere debritică | Curgere granulară | Presiunea dispersantă |
| | | Curgere coezivă | Rezistența matricei |

În natură, multe curgeri gravitaționale sunt stratificate reologic, având în bază un fluid non-newtonian, dilatant, iar în top, un fluid newtonian (de tip turbiditic) cu limite difuze între ele; produsul rezultat dintr-o astfel de curgere este o unitate depozițională (liton, „strat") care poate moșteni ambele trăsături.

Recent, Mulder și Alexander (2001), luând în considerație *concentrația volumetrică a clastelor, trăsăturile reologice ale „masei deplasate"* și *durata evenimentului,* au propus o schemă în care se regăsesc, alături de termeni (categorii) vechi, și termeni noi, cu semnificații depoziționale nuanțate. În această clasificare, autorii au separat trei tipuri principale de curgeri: curgeri coezive; curgeri dense (frictionale) – hiperconcentrate și concentrate și curgeri turbiditice (tabelul 1.12).

*Tabelul 1.12*

Clasificarea curgerilor gravitaționale (sinteză după Mulder, Alexander, 2001)

| Tip curgere | Subtip curgere a | Subtip curgere b | Concentrație volumetrică a clastelor % | Reologie | Principalul mecanism de susținere a clastelor | Mecanism de depunere/ acumulare | Principalele tipuri de depozite rezultate |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| I. Curgeri coezive | Curgeri conglomeratice cu matrice mâloasă (*debris flow*) | | 35–85 extindere 30–90 | non newtonian plastic vâscos | Forța matricei | Înghețarea curgerii | Diamictite masive, paraconglomerate și parabrecii cu matrice argiloasă și siltică |
| | Curgeri mâloase cu claste (*mud flow*) | | | elastic vâscos | | | Mâluri masive cu max. 5% claste |

BCU IAȘI CENTRAL UNIVERSITARY

*Tabelul 1.12 (continuare)*

| | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| II. Curgeri necoezive (frictionale) | Curgeri dense hiperconcentrate | Propriu-zise | 40–70 extindere 25–90 | | Flotabilitate (forţa matricei) subordonat coliziunea particulă–particulă | Acreţie verticală şi îngheţare frictională | Para- şi ortopietrişuri cu matrice nisipoasă Nisipuri masive cu grosimi mari Granoclasări inverse |
| | Curgeri dense concentrate | Propriu-zise | 9–25 extindere 40 | newtonian | Coliziunea particulă–particulă subordonat forţa matricei turbulenţa | Tracţiune subordonat decantare a suspensiilor | Secvenţe Lowe Secvenţe gradate FUS, cu pietrişuri în bază, nisipuri în top. Secvenţe Bouma Ta– pietrişuri fine masive Tb– nisipuri laminate |
| | | Cvasi stabile | | | | | |
| III. Curgeri turbiditice | Valuri instantanee | | 9% | turbulent | Turbulenţa subordonat coliziunea particulă–particulă | Decantare a suspensiilor | Secvenţe Bouma Tc– nisipuri cu ondulaţii asimetrice Td– silturi laminate Te– argile |
| | Valuri de lungă durată | | | | | | |
| | Cvasi stabile | | | | | | Secvenţe hiperpicnale Nisipuri cu granoclasări inverse în bază, nisipuri masive cu ondulaţii asimetrice în top |

a. *Curgerile coezive* sunt de tipul celor *debritice* şi *mâloase* (*debris flow* şi *mud flow*), cu matrice argiloasă. *Mud flow*-urile sunt acele curgeri mâloase care au o concentraţie de maxim 5% claste ruditice şi nu au o forţă erozională deosebită (datorită fenomenului de hidroplanare). Depozitele rezultate sunt masive, cu structuri neorganizate, de tipul diamictitelor, cu matrice argiloasă.

b. În cadrul *curgerilor dense hiperconcentrate* datorită concentraţiei mari (40–70% claste) interacţiunea dintre particule este extrem de importantă, dar nu

BCU Iaşi / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

reprezintă unicul factor de susținere a clastelor, existând interferențe cu mecanismele de coezivitate și turbulență. Din acest motiv, în literatură au fost descrise multe subtipuri de curgeri, încadrate acum la această categorie: *sandy debris flows* (Shanmugam, 1996, 1997); *catastrophic flood deposits* (Mutti *et al.*, 1996), *inertial grain flows* (Takahashi, 1981); *grain flows*, în care curgerile nisipoase sunt o subclasă definită după granulometria dominantă (ex. Plink-Bjorklund, Ronnert, 1999); *debris avalanches* (Voight, Sousa, 1994), *grain-flow avalanches* (Leeder, 1999); *sand avalanches* (Shepard, Dill, 1966); *slurry flows* (Lowe, Guy, 2000, 2002). Aceste depozite au similitudini cu curgerile hiperconcentrate subaeriene care au loc în zone semiaride, de exemplu, inundațiile rapide din *wed*-uri (ex. Batalla *et al.*, 1999), în arii-sursă ușor erodabile (ex. Xu, 1998) sau în asociație cu depozite ale activității vulcanice (ex. Pierson, Scott, 1985).

Curgerile granulare, în sens clasic, nu depășesc 5 cm grosime deoarece presiunea dispersantă nu poate menține mișcarea și susținerea granulelor. În curgerile mai groase intervine de multe ori un mecanism suplimentar de susținere, unde excesul de masă al granulelor mari este suportat de densitatea matricei. Aceste curgeri se mai numesc curgeri granulare cu densitate modificată sau curgeri necoezive de debris *non-cohesive* (*cohesionless*) *debris flows* (Nemec, Steel, 1984; Falk, Dorsey, 1998). Structurile rezultate sunt para- și ortopietrișuri cu matrice nisipoasă, granoclasări inverse, rar granoclasări normale.

Odată cu descreșterea concentrației (9–25% claste), curgerile devin *dense concentrate*. În literatură, curgeri cu aceste valori ale concentrației sunt întâlnite cu diverse nomenclaturi: parte din curenții turbiditici de densitate mare (Kuenen, 1966; Middelton, 1967; Lowe, 1982), parte din curenții turbiditici de densitate mică (Middelton, 1967, 1993) și parte din curgerile hiperconcentrate (Pierson, Costa, 1987; Xu, 1998) (fig. 1.66).

Limita dintre curgerile dense hiperconcentrate și concentrate este definită prin schimbarea comportamentului particulelor. Astfel, particulele mai dense și mai mari nu mai pot fi susținute în totalitate de interacțiunea granulară formându-se o acumulare grosieră granoclasată normal. Concentrația la care au loc aceste schimbări depinde de granulometrie, sortare, compoziție și densitatea relativă și nu poate fi definită printr-o singură valoare critică. Astfel de curgeri sunt puternic erozionale, iar depozitele subsecvente sunt de tipul secvențelor Lowe și Bouma (fig. 1.67; 1.68).

BCU "LUCIAN BLAGA" CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

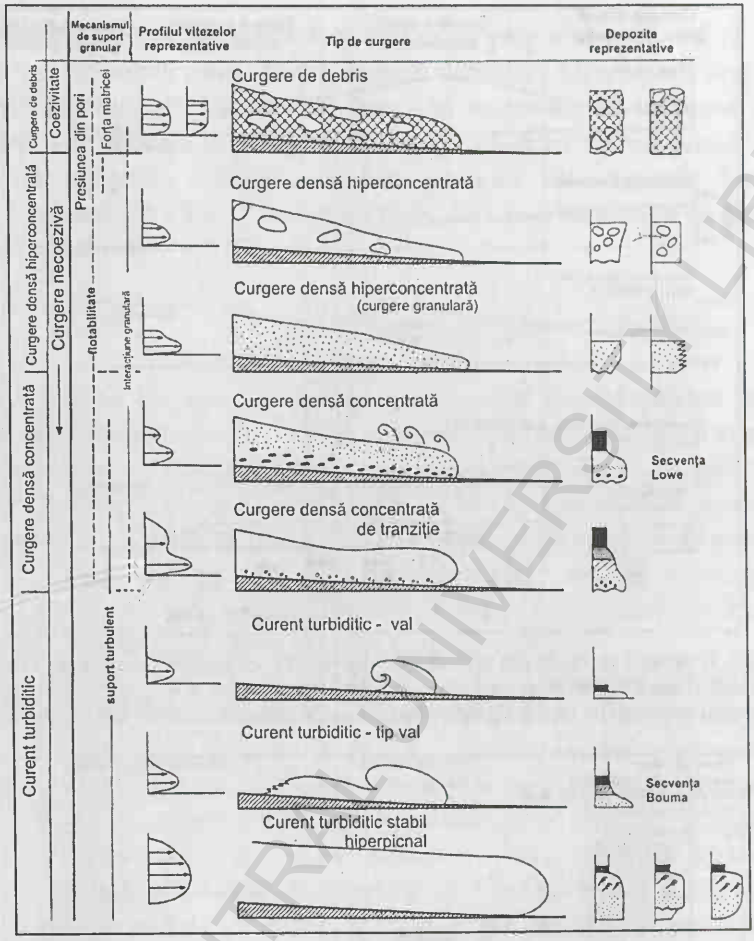



Fig. 1.66. Diagramă schematizată care defineşte curgerile sedimentare dense, subacvatice, cu indicarea mecanismului dominant de suport al particulelor, profilul idealizat al vitezelor şi coloanele cu structurile rezultate. Curgerile turbiditice sunt împărţite în trei clase în funcţie de durata procesului (după Mulder, Alexander, 2001).

c. Curgerile cu o concentraţie mai mică de 9% claste sunt *curgerile turbiditice* reale (*sensu stricto* sau *sensu* Bagnold, 1962), în care turbulenţa este unicul mecanism de transport. În literatură sunt definite prin curenţi turbiditici de densitate mică (Kuenen, 1966; Middelton, Hampton, 1973; Mulder, Cochonat, 1996) (fig. 1.67). Curgerile turbiditice şi cele dense concentrate pot fi divizate pe baza duratei curgerilor în „valuri" instantanee, „valuri" de lungă durată şi curenţi stabili. Aceştia din urmă se mai numesc curenţi turbiditici hiperpicnali stabili, în sensul că se formează atunci când densitatea amestecului de apă şi sediment a unui râu este mai mare decât a apei din bazinul de recepţie, astfel încât curgerea îşi continuă parcursul pe fundul bazinului.

BCU CLUJ CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

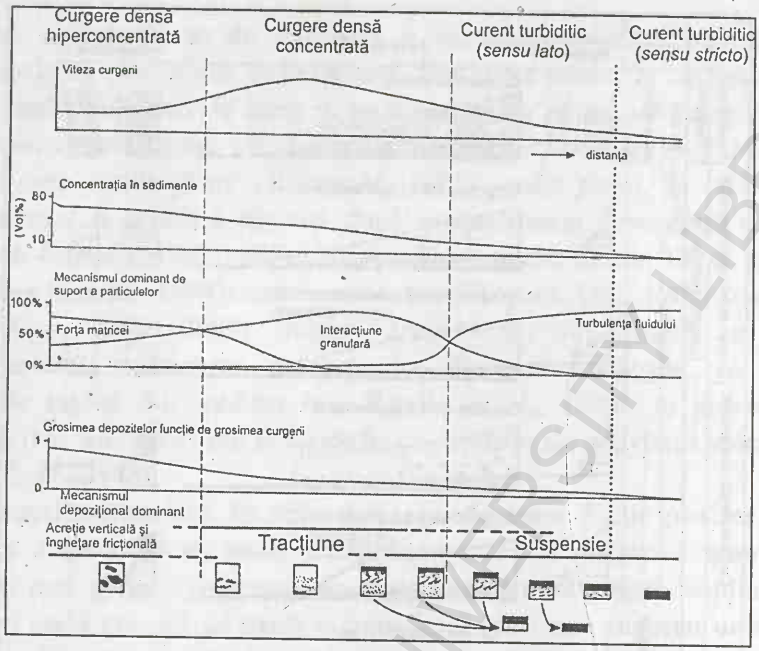



Fig. 1.67. Diagramă ce ilustrează schimbările din timpul curgerilor sedimentare subacvatice de la curgeri dense hiperconcentrate la curgeri dense concentrate şi curgeri turbiditice, tip val; mecanismul principal de suport al particulelor (după Mulder, Alexander, 2001, cu modificări).

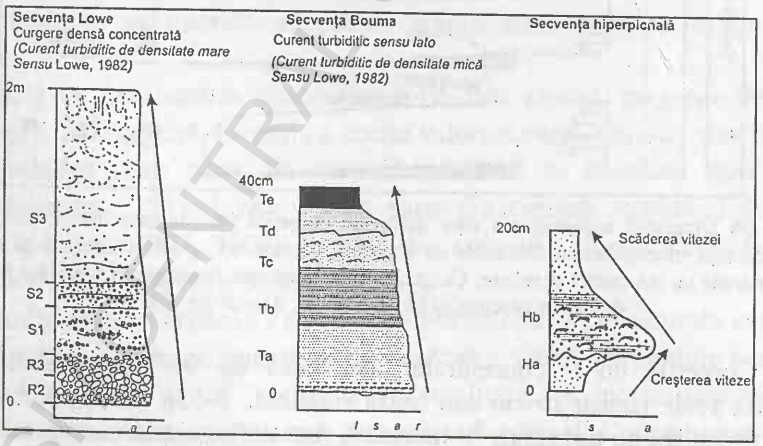



Fig. 1.68. Coloane de detaliu ale secvenţelor clasice: rezultate în urma curgerilor dense concentrate (stânga), secvenţa Lowe; a curenţilor turbiditici tip val (centru) – secvenţa Bouma şi curenţilor turbiditici hiperpicnali sau stabili în timp (dreapta) – secvenţa hiperpicnală idealizată; *R2, S2* – rudite şi arenite granoclasate invers rezultate prin curgere granulară; *R3, S1* şi *S3* – rudite şi arenite granoclasate normal rezultate prin decantare din suspensii turbulente; *Ta-e* – notaţiile originale ale secvenţei turbiditice, rezultate în urma decantării progresive şi scăderii vitezei curentului; *Ha* – hiperpicnite granoclasate invers depuse în timpul creşterii vitezei; Hb – secvenţă hiperpicnală formată din arenite laminate şi ondulaţii ascendente, silturi laminate şi masive depuse în timpul scăderii progresive a vitezei curentului (după Bouma, 1962 ; Lowe, 1982; Mulder *et al.*, 2001).

BCU CENTRALĂ UNIVERSITY LIBRARY

Termenul hiperpicnal este folosit aici ca un prag al densității şi nu în sensul de curgere de densitate mare. Astfel, curenții turbiditici hiperpicnali sunt sinonimi cu curenții hiperpicnali dominați de fracția în suspensie, iar termenul de curent hiperpicnal este restrâns la acest tip. Curenții turbiditici tip val produc secvențe Bouma, iar curgerile turbiditice stabile, generate din curgerile hiperpicnale formează secvențe tip CUS cu terminații FUS, din cauza condițiilor de accelerare şi decelerare ulterioară.

## 2.5.2. PROCESE CHIMICE

În domeniul exogen, procesele chimice sunt larg răspândite şi vizează formarea unor petrofaciesuri de natură autigenă, bine individualizate în secvențele litologice (calcare, evaporite, fosforite, silicolite). Depunerea mineralelor autigene sub formă de *geluri* sau *agregate cristaline* este strict controlată de concentrația în săruri a soluțiilor, de *p*H-ul, *Eh*-ul şi temperatura lor de evaporație, precum şi de factori geologici, cum ar fi: volumul şi adâncimea apei în bazin, gradul de deschidere a acestuia spre ocean, circulația apelor şi poziția bazinului în raport cu factorii de climă (Riley, Chester, 1976; Anastasiu, 1988).

Aceasta înseamnă că în mediile naturale „pragul de saturație" pentru diversele săruri ce le determină compoziția chimică se va atinge progresiv, iar separarea lor din soluție, prin cristalizare, se va realiza succesiv, într-o ordine care întotdeauna este invers proporțională cu ordinea de solubilizare. Acest prag de saturație pentru un anume produs poate fi atins prin creşterea concentrației în soluție (deci prin adaos din afara sistemului, prin ridicarea temperaturii şi evaporarea soluției, prin modificări esențiale ale condiției de *p*H şi *Eh*) în raport cu care, în condițiile inițiale ale intrării sale în soluție, produsul respectiv este stabil (de exemplu $CaCO_3$ disociază în soluții acide şi reprecipită din soluții alcaline).

În domeniul sedimentar, precipitarea din soluții electrolitice se circumscrie ca un proces petrogenetic major, care are drept cadru de desfăşurare atât ariile continentale – în jurul izvoarelor, în lacuri şi mlaştini, în zone lagunare – cât şi bazinele marine şi oceanice. Formarea asociațiilor minerale chimice în aceste domenii este expresia complexă a faciesului de salinitate a apelor şi a regimului hidrodinamic (caracterul stagnant sau mobil al lor) şi, implicit, a tipului de bazin (închis/deschis) şi a poziției lui în raport cu factorii de climă (caldă–temperată, umedă–aridă).

Într-un cadru natural astfel condiționat, se vor naşte asociații minerale şi succesiuni de petrofaciesuri capabile oricând să fundamenteze reconstituirea unui context chimic care poate fi generalizat prin cinci medii ale sedimentării autigene: *lacustru* (în climat umed), *marin normal, marin restrictiv*, lacustru în climat arid şi euxinic (lagunar sau marin) (fig. 1.69).

B.C.U. „M. EMINESCU" IAŞI
GEOLOGIE-GEOGRAFIE

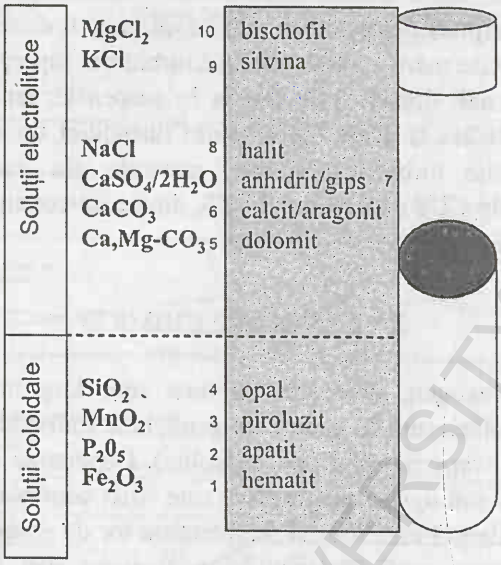



Fig. 1.69. Ordinea de precipitare a mineralelor din soluții coloidale și soluții electrolitice, alături de modificarea volumului de apă odată cu supraconcentrarea acestora.

Natura autigenă a litonilor poate fi recunoscută prin (Middleton, 2003):

– structura lor amorfă (dacă reprezintă geluri);

– morfologia cristalelor, dominată de forme euhedrale și subhedrale (dacă forța de cristalizare a speciilor minerale este ridicată, de exemplu, la dolomit) și anhedrale (la minerale cu forță de cristalizare redusă – la calcit, halit etc.);

– mai puțin frecvente, dar întotdeauna semnificative prin morfologia lor, sunt: agregatele sferulitice sau fibros radiare (de calcedonie, zeoliți, aragonit etc.);

– contactul dintre cristale, care este liniar sau sutural, întotdeauna asemănător cu cel realizat prin blasteză (în rocile metamorfice – în cuarțite, de exemplu) sau cristalizare fracționată (în rocile magmatice plutonice sau subvulcanice – granite, sienite, aplite);

– incluziunile, când sunt prezente, au o distribuție zonară, paralelă cu fețele cristalelor și o constituție identică cu cea a fracțiunii alogene care impurifică agregatul (carbonatică, argiloasă etc.).

## 2.5.3. PROCESE BIOTICE

În cadrul ariilor continentale sau al bazinelor marine, activitatea biotică contribuie, direct sau indirect, la formarea unei categorii bine precizată de sedimente. În ariile continentale, dezvoltarea vegetației – în special – a însemnat o sursă pentru depozitele de cărbuni și, indirect, un regulator al conținutului de gaz din atmosferă ($O_2$, $CO_2$). Instalarea vegetației în partea superficială a scoarței de alterare și fixarea aici a unor procese biotice microbiene au contribuit la formarea păturii de sol.

Existența vieții în cadrul bazinelor marine și oceanice a însemnat, însă, principala cale de diversificare a proceselor sedimentare și o condiție pentru formarea hidrocarburilor și rocilor organogene, carbonatice, silicioase sau fosfatice. Procese sedimentogenetice importante sunt: *biosecreția minerală* (cu Si, Ca, P), *acreția algală* și cimentarea biotică, *bioconstrucția coralgală* (*formarea recifilor*), *procesele geobacteriene*) (Duff, 1992; Anastasiu, Jipa, 2000) (fig.1.70).

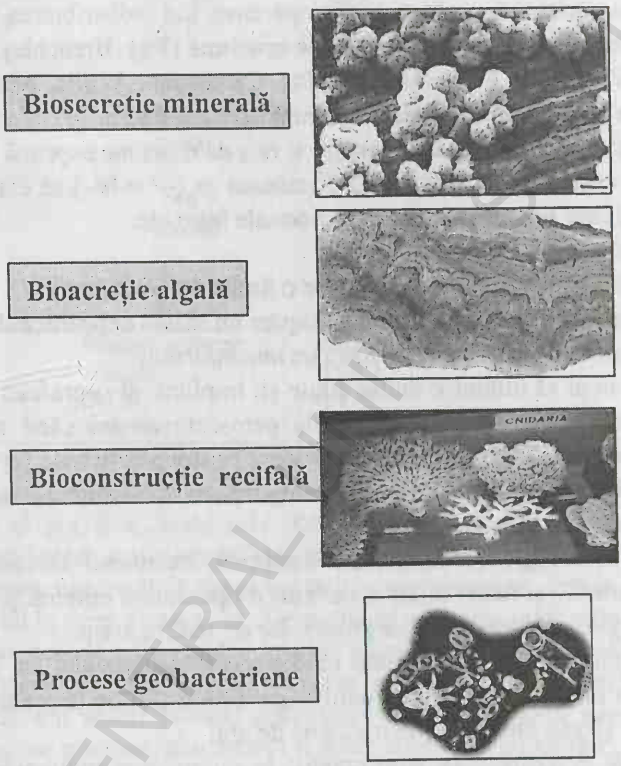



Fig.1.70. Principalele procese biotice generatoare de sedimente bioacumulate și bioconstruite.

Interacțiunea care s-a stabilit între organisme și substratul pe care acestea și-au desfășurat activitatea – adesea un sediment – a condus la modificări structurale de anvergură, capabile să puncteze în succesiunea unor astfel de depozite momente de întrerupere a sedimentării, momente de subsidență în aria bazinului, trăsături batimetrice ale acestora sau condiții hidrodinamice.

Astfel de interacțiuni constituie procese distructive, generatoare de detritus organogen, prin distrugerea scheletelor și/sau prin *bioturbație* și modificarea unor structuri sedimentare preexistente.

BCU "I.A. CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

## 2.5.4. RATE ŞI MECANISME DE ACUMULARE A SEDIMENTELOR

Construcţia unei suite de sedimente într-un bazin este controlată direct de aportul de sedimente clastice, precipitatele chimice şi construcţiile biotice; aportul clastic provine din ariile limitrofe intrabazinale sau/şi extrabazinale şi se exprimă în $m^3$; raportat la o unitate de timp, el defineşte **rata de sedimentare ($R_a$ - mm/an)** care, pentru un anumit loc, poate fi constantă sau variabilă. Funcţie de acest parametru are loc înălţarea suprafeţei depoziţionale. Îndepărtarea sau redistribuirea sedimentelor în cadrul bazinului este apreciată prin **rata de eroziune (Re)** (Brenchley, 1985; Walker, 1992; Van Wagooner, 1995; Miall, 1996; Cătuneanu, Willis, Miall, 1998; Hsu, 2004). Atenţie! Când vorbim de rată de acumulare exprimăm g/$km^2$/an.

Diferenţa dintre rata de sedimentare şi rata de eroziune exprimă în final **rata de generare (R = Ra – Re)**; în funcţie de valoarea sa (+/ = 0/–) se explică şi tipul de discontinuităţi care separă unităţile depoziţionale între ele.

Astfel, când:

R > 0 se conservă sedimente şi apare o limită tip *conformity*;

R = 0 sedimentele nu se conservă şi apare un hiatus depoziţional;

R < 0 apare o limită erozională sau un *unconformity*.

Studiul atent al limitelor dintre strate şi, implicit, al suprafeţei lor poate oferi informaţii preţioase despre evenimentele petrecute atunci când suprafaţa lor a rămas neacoperită şi a fost afectată de procese postdepoziţionale (eroziuni parţiale, cimentări selective – *hardground*-uri, modificări de structură determinate de organismele bentonice etc.).

În sedimentologie şi în analiza sistemică, examenul limitelor de strat în secvenţe „continui" şi nederanjate a devenit o operaţiune curentă şi eficace pentru întregirea imaginii asupra evoluţiei proceselor de sedimentare.

Rezultă din astfel de interpretări că depunerea materialului are loc intermitent, adesea discontinuu, iar colmatarea unui bazin prin astfel de procese poate dura un milion de ani, 10 sau chiar 100 de milioane de ani.

*Procesele depoziţionale,* care conduc la acumularea sedimentelor – clastice, chimice sau biotice – se desfăşoară cu viteze foarte diferite. Unul va fi timpul de acumulare a sedimentelor într-o deltă şi altul cel de depunere a suspensiilor în largul oceanului. Cu o anume viteză se vor depune ooidele carbonatice pe şelfurile zonelor tropicale şi cu totul o alta, concreţiunile manganoase pe fundul oceanelor. De asemenea, trebuie avut în vedere că grosimea depozitelor nu este direct proporţională cu timpul de acumulare.

Tabelul 1.13 redă principalele date privind rata de sedimentare a unor produse exogene, de origini diferite. Acumularea lentă conduce la unităţi de sedimentare de 1 – 10 mm în 1 000 de ani, iar cea rapidă depăşeşte 1 000 mm/ 1 000 ani (9 000 mm/1 000 ani la gurile de vărsare ale Nilului, peste 40 000 mm/ 1 000 ani în Delta Mississippi).

BCU CLUJ / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

*Tabelul 1.13*

Ratele de sedimentare a depozitelor clastice şi a unor compuşi autigeni în diferite medii actuale

| Mediul | cm/1 000 ani | Mediul | cm/1 000 ani |
|---|---|---|---|
| 0 | 1 | 2 | 3 |
| Fluviatil | | Marin | |
| Nil | 900 | de şelf | 400 |
| Lacustru | | de taluz | 6,8 |
| Lehman | 100–400 | abisal | 0,4–2 |
| Michigan | 20–100 | Mări interne | |
| Eolian | | M. Adriatică | 1 |
| Deltaic | | M. Baltică | 20–200 |
| Mississippi | 6 000–45 000 | M. Neagră | 5–40 |
| Orinoco | 1 000 | M. Caspică | 10–18 |
| Lagunar | | M. Mediterană | 10–20 |
| Florida Bay | 46 | | |
| California | 60–100 | Acreţie laterală | 10–80 m/an |
| Peritidal | | Bioconstrucţie algală | 1 mm/zi |
| Olanda | 1 000–2 000 | Corali | 33–4 000 cm |
| Salt Marsh | 200–650 | | 1 000 ani |
| | Produse autigene | cm/1 000 ani | |
| | Mangan | 0,0003 | |
| | $CaCO_3$ | 0,4 –2 | |
| | Evaporite | 500 | |

Procesele depoziţionale considerate *normale* se caracterizează printr-o rată mică de sedimentare şi pot fi ilustrate prin sedimentarea mâlurilor în largul oceanelor. Evenimentele geologice *accidentale*, cu caracter episodic, cum ar fi un seism care afectează marginea unui şelf încărcat cu sedimente nisipoase, conduc la acumulări rapide de material în timp foarte scurt. De exemplu, curgerea unor astfel de sedimente pe marginea continentală a Oceanului Atlantic a antrenat, aproape spontan, 30 $km^3$ de material şi a acoperit un spaţiu lung de 3 000 km între „sursă" şi „fruntea" depunerii.

Funcţie de toţi aceşti factori, colmatarea unui bazin prin aport de material terigen poate începe marginal sau central şi poate continua fie centripet, fie centrifug.

Creşterea unei stive de sedimente clastice se realizează prin agradare, progradare şi acreţie laterală (fig.1.71).

Prin *agradare,* sedimentele se acumulează vertical, de jos în sus, şi formează în centrul bazinului corpuri tabulare, *strate* – cu suprafeţe plane de separaţie. O astfel de unitate de sedimentare este bine delimitată spaţial atât granulometric, cât şi structural şi se întâlneşte în depozitele de larg (şi pelagice).

Prin *progradare* (înaintare), acumularea sedimentelor are loc de la marginea bazinului spre interior şi îmbracă forma unor corpuri lenticulare (conuri, bare, bancuri), cu suprafeţe sigmoide de separaţie. Adesea, astfel de corpuri sunt imbricate şi se recunosc prin laminaţiile oblice. Sursa materialului se află în aria continentală limitrofă bazinului. Seriile prograde se recunosc prin secvenţe CUS (specifice, de altfel, bazinelor în care nivelul de bază coboară – regresiune). Acumulările de tip deltaic ilustrează cel mai bine acest proces de colmatare.

BOUNDARY UNIVERSITY LIBRARY

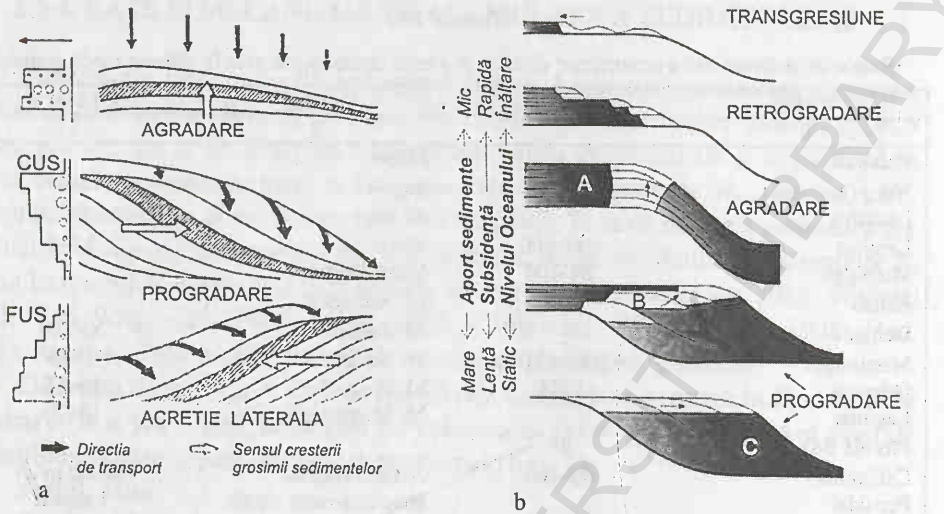



Fig. 1.71. Mecanisme fundamentale de acumulare a depozitelor clastice într-un bazin de sedimentare (a); Modelul Emmery: *A* – faciesuri ruditice, continentale; *B* – faciesuri arenitice, costiere; *C* – faciesuri lutitice, marin-oceanice (b).

Prin *acreție laterală*, sedimentele clastice se deplasează de la centrul spre marginea bazinului, grație sistemului de curenți centrifugi; acumulările acreționare au, de asemenea, aspect lentiliform și suprafețe sigmoide (bancuri arcuite), dar înclină spre marginea bazinului și se dezvoltă sub forma unor cordoane paralele cu țărmul. Succesiunile de sedimente acumulate prin acreție se recunosc prin secvențe FUS și sunt, de regulă, caracteristice bazinelor subsidente controlate de mișcări eustatice pozitive (în timpul unor transgresiuni).

În bazinele cu suprafață mare și morfologie variată pot exista toate aceste forme de acumulare, ceea ce face ca sedimentele clastice, acumulate într-un același interval de timp, să prezinte variații laterale de facies.

Încercând să generalizeze succesiunea fazelor care conduc – prin acumulare de claste – la individualizarea unei entități sedimentologice, Frazier (1974) a elaborat un model foarte uzitat în studiul faciesurilor detritice purtătoare de cărbuni și hidrocarburi. Cea mai simplă unitate depozițională separată de două hiatusuri constituie un *eveniment depozițional* și se realizează în trei stadii (faze) distincte (fig. 1.72):

a) *faza de progradare inițială*, caracterizată prin acumularea progresivă a clastelor dinspre continent spre bazin și creșterea grosimii sedimentelor în acest sens;

b) *faza de agradare penecontemporană*, când se produce o acumulare de depozite „cap" peste sedimentele prograde și a căror grosime crește spre continent;

c) *faza transgresivă terminală*, în care secvența acumulată tinde să acopere parțial sau total secvențele precedente.

Fiecare nivel acumulat corespunzător uneia dintre faze și, deci, unui anumit context sedimentologic constituie o *secvență faciesală*.

BCU BIBLIOTECA CENTRALĂ UNIVERSITARĂ LIBRARY

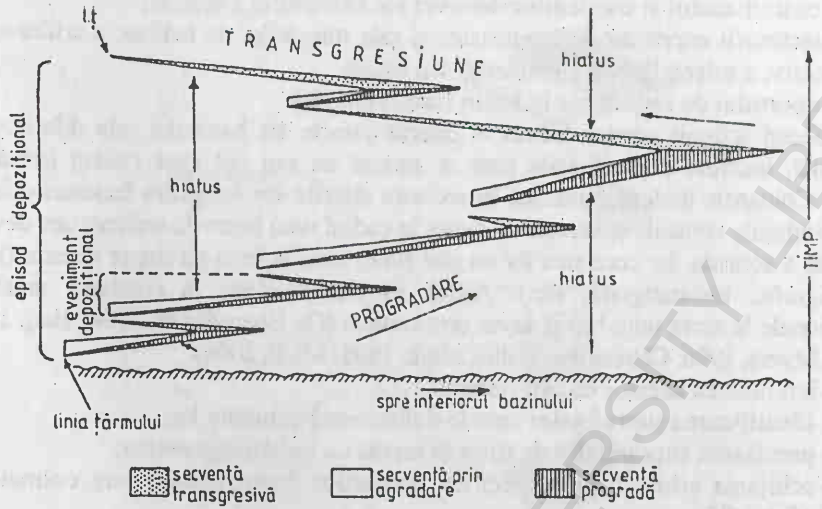



Fig. 1.72. Modelul Frazier privind mecanismele de acumulare a sedimentelor siliciclastice şi relaţiile lor cu momentele de „hiatus" din evoluţia unui bazin de sedimentare.

În modelul lui Frazier o succesiune de evenimente (unităţi) depoziţionale, prin care se revine la nivelul de bază iniţial (vechea linie a ţărmului), constituie un *episod depoziţional* considerat o unitate genetică cartabilă şi corelabilă regional şi local. Sedimentele unui episod depoziţional au întotdeauna o sursă comună, fiind acumulate într-o perioadă de relativă stabilitate tectonică şi corespund unui anumit model faciesal (au un anume „stil" structural). Fiecare episod este delimitat în bază de un hiatus care creşte temporal spre bazin şi se încheie printr-o serie transgresivă ce acoperă toate secvenţele faciesale precedente; de asemenea, episodul conţine o suprafaţă hiatală „subaeriană" a cărei semnificaţie temporală creşte spre continent.

Analiza lui Frazier a constituit unul din punctele de plecare în abordarea cronostratigrafică a secvenţelor sedimentare şi redefinirea corpurilor sedimentare în spiritul *stratigrafiei secvenţiale*[1] (Van Wagooner, 1995; Emery, Myers, 1996; Cătuneanu, 2003).

## 2.5.5. MEGACORPURI SEDIMENTARE: CORTEGII ŞI SECVENŢE DEPOZIŢIONALE

Colmatarea bazinelor de sedimentare prin acumularea succesivă a unor variate faciesuri depoziţionale este rezultatul firesc al evoluţiei sale în timp sub controlul:

[1] Studiul relaţiilor dintre stratele înrudite genetic, mărginite de suprafeţe de eroziune sau nedepunere şi de corespondentul lor, suprafeţele corelative conforme, într-un cadru cronostratigrafic repetitiv.

BCU IAŞI / OCTAVIAN GOGA UNIVERSITY LIBRARY

– eustatismului şi oscilaţiilor de nivel ale Oceanului Planetar;

– tectonicii exprimate în intensitatea şi rata mişcărilor de înălţare a ariilor-sursă şi, respectiv, a mişcărilor de subsidenţă din bazin;

– aportului de sedimente în bazin (rată, calitate).

Efectul acţiunii acestor factori în diferite puncte ale bazinului este diferit şi, în consecinţă, unităţile depoziţionale care se succed au sau pot avea calităţi (trăsături) diferite. Coloanele litologice ridicate în sectoare diferite vor înregistra faciesuri diferite. Astfel, variaţiile verticale şi laterale de facies în cadrul unui bazin de sedimentare devin o constantă a acestuia, iar corelarea lor nu mai poate avea la bază un singur criteriu (fie el biostratigrafic, litostratigrafic etc.). Astfel, problemele-cheie în corelarea unităţilor depoziţionale la scara unui bazin devin următoarele (De Boer, Smith, 1994; Haq, 1995; Emery, Myers, 1996; Cătuneanu, Willis, Miall, 1998; Miall, 2006):

– ierahizarea acestor unităţi (tabelul 1.14);

– identificarea suprafeţelor care le delimitează şi natura lor;

– precizarea suprafeţelor de timp în raport cu unităţile genetice;

– schiţarea arhitecturilor specifice corpurilor depoziţionale care colmatează bazinul (fig. 1.73).

**Spaţiul disponibil** (*accomnodation*) proceselor de sedimentare este corelabil cu adâncimea apei într-un anumit loc al bazinului şi este dependent, simultan, de eustazie, aportul de sedimente şi rata subsidenţei. Modificarea adâncimii apei este, în ultimă instanţă, expresia modificării relative a nivelului de bază şi, implicit, a poziţiei liniei tărmului (care înaintează sau se retrage în raport cu continentul).

Prin **analiza secvenţială,** adică prin examenul complet (granulometric, morfometric, structural, petrografic, paleontologic) al fiecărui „strat" (al fiecărei unităţi depoziţionale) din cadrul unei suite sedimentare (secvenţă, în sens general), se obţin toate informaţiile necesare identificării mediului de sedimentare şi, deci, este îndeplinită premisa reconstituirii sistemelor depoziţionale respective.

*Tabelul 1.14*

Unităţi depoziţionale în stratigrafia secvenţială

| Unitatea depoziţională | Grosime | Interval de timp mil. ani | Ciclul global Ordin |
|---|---|---|---|
| Secvenţa depoziţională | 10–100 m | 0,5–3 | III – ciclu „eustatic" |
| Cortegiu sedimentar | 10–20 m | 0,5–1 | III – IVs |
| Parasecvenţa | 1–4 m | 0,1–0,5 | IV – paraciclu |
| Stratul | cm–m | 0,02–0,1 | V – ciclu orbital (Milancovic) |
| Lamina | < cm | < 0,02 | VI–VII microcicluri |

Prin prisma noului concept privind *stratigrafia secvenţială*, descifrarea istoriei acumulării secvenţelor sedimentare pleacă de la identificarea, fără echivoc, a suprafeţelor (discontinuităţilor) care separă – ierarhic – diversele unităţi depoziţionale. În această notă au fost definite corpuri sedimentare separate prin suprafeţe de timp şi numite *parasecvenţe*, *cortegii sedimentare* (*systems tracts*) şi *secvenţe depoziţionale* (fig. 1.74).

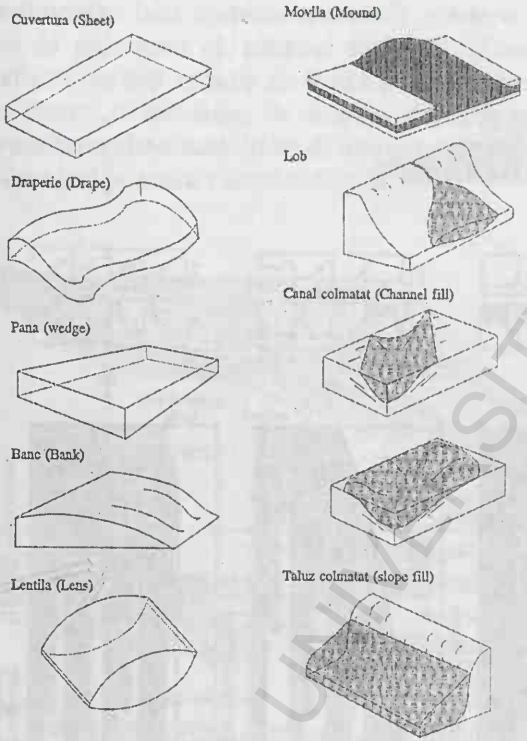



Fig.1.73. Geometrii specifice corpurilor sedimentare.

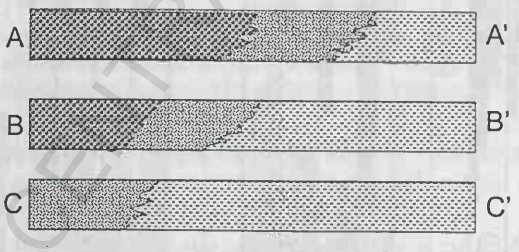
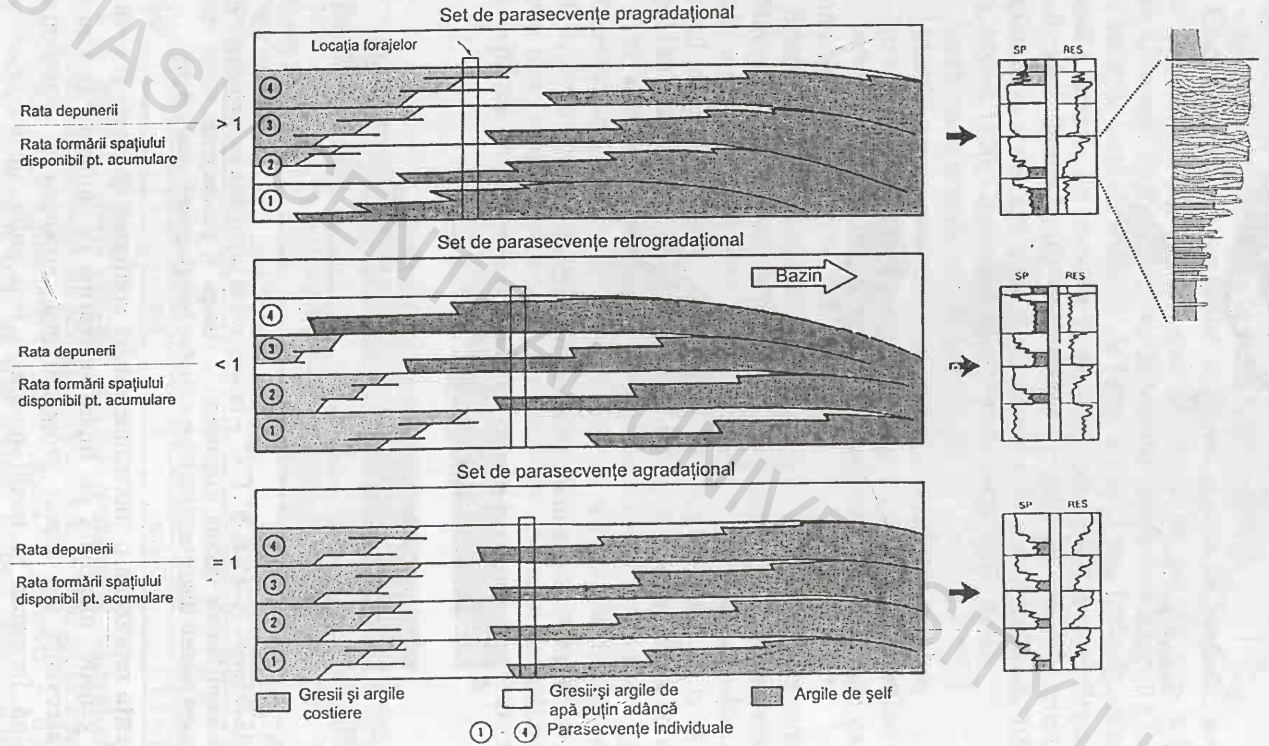



Fig. 1.74. Liniile de timp – A–A', B–B', C–C' – delimitează în stratigrafia secvențială unități sincrone cu faciesuri laterale diferite (cogenetice) – cortegii și parasecvențe; aceste linii intersectează limitele dintre unitățile litostratigrafice (conglomerate, gresii, argile).

**Parasecvența** reprezintă o succesiune relativ conformă de strate și seturi de strate, înrudite genetic, mărginită de suprafețe marine de inundare și suprafețe corelative. Parasecvența are aspect progradațional, grosimea și granulometria stratelor sugerând formarea în medii progresiv mai puțin adânci (*shallowing upward*). Ea atinge grosimi de 3 – 30 m. Seturile de parasecvențe poat avea un aspect progradațional, retrogradațional și agradațional (fig. 1.75).

BCU "LUCIAN BLAGA" CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY




1.75. Seturi de parasecvențe cu aspect progradațional, retrogradațional și agradațional (după Van Wagooner, at SEPM's 1985 Midyear Meeting).



BCU IASI - CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

**Cortegiul sedimentar** (sau **systems tracts**-ul) – este o unitate genetică ce include o asociație de sedimente cu trăsături faciesale diferite, care s-au depus simultan și care reflectă variații laterale de facies semnificative. Brown și Fischer (1977) îl definesc drept „o înlănțuire de sisteme depoziționale contemporane". Limitele sale, nete sau neregulate, sunt limite de timp, iar intervalul în care s-a format își găsește un corespondent pe curba eustatică (fig. 1.76).

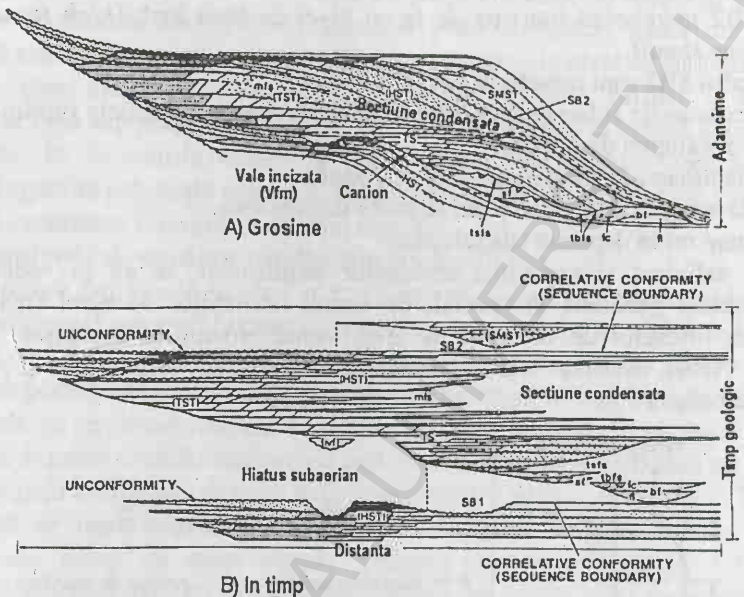



Fig. 1.76. Succesiunea cortegiilor sedimentare în secțiunea transversală a unui bazin de sedimentare (**A**) și desfășurarea cronostratigrafică a aceloraşi cortegii (HST, LST, TST, SMST); între cele două discontinuități majore – SB1 și SB2 – se dezvoltă secvența depozițională (**B**).

**Secvența depozițională după Modelul Exxon** – este o asociație de cortegii sedimentare (*systems tracts*) înrudite genetic și delimitate prin discontinuități majore de tip *unconformity* (SB1) și/sau *conformity* (SB2).

SB1 și, respectiv, SB2 sunt suprafețe corelabile și cu extindere laterală mare, cu semnificație cronostratigrafică.

**SB1** – limita de secvență depozițională tip 1 (*sequence boundary 1*) este o suprafață erozională atât subaeriană (de trunchiere), cât și submarină, formată atunci când rata mișcărilor eustatice este mai mare decât rata subsidenței bazinului în dreptul rupturii de pantă a țărmului; apare spre continent în timpul regresiunii maxime. Șelful din zonă va suporta incizii erozionale, respectiv forme de relief negative, adânci (*incisive valley*).

Pentru SB1, trăsăturile prin care le identificăm sunt:

– trunchierile erozionale subaeriene și suprafețele de expunere aeriană, corelabile lateral (paleosoluri, urme de rădăcini);

– acoperirile de tip *onlap* ale stratelor de deasupra;
– deplasarea în jos a *onlap*-ului de coastă;
– deplasarea faciesurilor spre bazin.

**SB2** – limita de secvență depozițională tip 2 (*sequence boundary* 2) este o suprafață regională mai puțin distinctă, fără caracter erozional clar (subaerian); apare prin exondare parțială când rata mișcărilor eustatice este mai mică decât rata subsidenței; la ruptura de pantă a țărmului, faciesurile litorale se deplasează spre bazin. SB2 marchează tranziția de la un nivel de bază înalt (*high stand*) la unul scăzut (*low stand*).

Pentru SB2 sunt caracteristice:
– expunerile subaeriene şi trunchierile erozionale în spatele rupturii de țărm, în sectorul câmpiei de coastă;
– deplasarea în jos a *onlap*-ului de coastă;
– acoperirile de tip *onlap* ale stratelor de deasupra.

Apare rar în depozite siliciclastice.

În definirea şi separarea cortegiilor sedimentare se au în vedere şi alte discontinuități generate, în special, de sensul oscilațiilor de nivel (înălțarea sau coborârea nivelului de bază) şi de evenimente erozionale declanşate de aceste oscilații. Astfel, avem de luat în considerație *suprafețele de inundare* şi *suprafețele erozionale* (fig. 1.77).

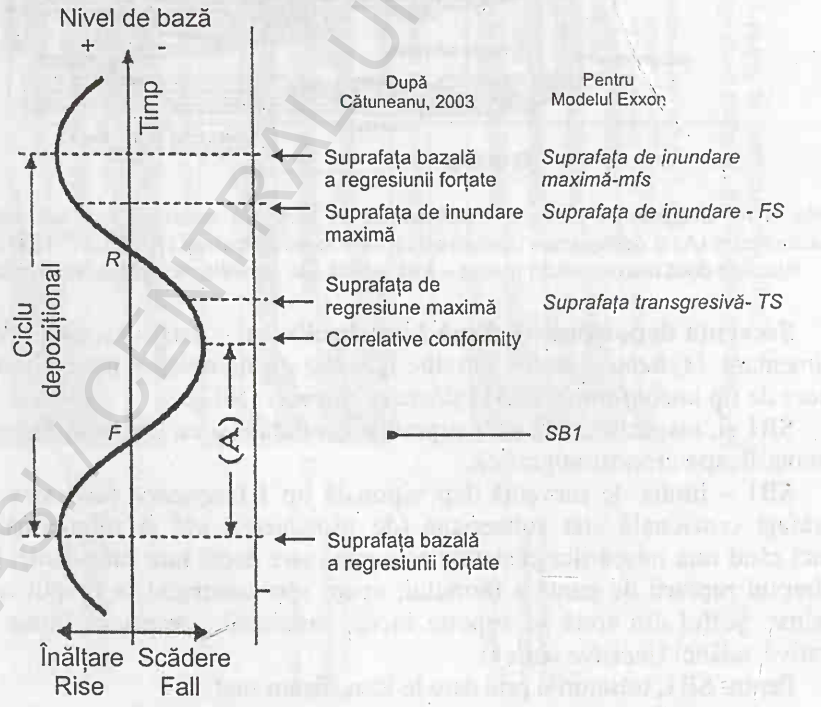



Fig. 1.77. Poziția momentului formării principalelor suprafețe de discontinuitate – SB1, TS, FS, MFS – în raport cu derularea ciclurilor eustatice.

BCU IAŞI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

**Suprafețele de inundare** au naturi și semnificații diferite; la rândul lor, ele pot fi de mai multe tipuri.

*Suprafața de transgresiune* (*transgressive surface* – TS) este prima suprafață de inundare, deasupra regresiunii maxime, prin care debutează un cortegiu sedimentar transgresiv; ea poate fi și o limită de secvență depozițională.

*Suprafața de inundare marină* (*flooding surface* – FS) se formează imediat după un moment de înălțare a nivelului de bază, simultan cu creșterea adâncimii apelor (în locul considerat); ea se exprimă printr-un hiatus minor de eroziune submarină sau non-depunere; separă unități depoziționale la nivel de cortegiu.

*Suprafața maximă de inundare* (*maximum flooding surface* – MFS) se prezintă rar ca o suprafață distinctă, dar se poate recunoaște în lungul *orizonturilor condensate*, în faciesurile distale și pelagice ale sedimentelor marine (mâluri și argile bogate în substanță organică, aglomerări de bioclaste, glauconit și fosfați); separă un eveniment transgresiv de unul regresiv.

**Suprafețele de eroziune marină** sunt de două feluri.

*Suprafața erozională de nivel scăzut* (*lowstand surface of erosion* – LSE ) este o limită erozională putenică impusă de coborârea accentuată a nivelului de bază (*low stand*); se manifestă subaerian și subacvatic (prin baza unor canale). Este o limită de secvență depozițională (SB1). Criterii de recunoaștere: *fitoclaste* carbonizate în baza unor canale de eroziune, *incizia* canalelor în argile de șelf și în gresii fine, cu bioturbații, în cazul exondărilor: *paleosoluri*, cruste cu săruri și carbonați etc.

*Suprafața erozională de nivel înalt* (*transgressive surface of erosion* – TSE) este o suprafață de mică amplitudine, generată de înălțarea lentă a nivelului de bază (*relative sea level*) cu efect asupra vechilor sedimente litorale. Criterii de recunoaștere: galeți moi, gresii bioturbate, sedimente relicte < 30 cm grosime, dinți și oase de pește, glauconit; suportă bare de nisip.

Succesiunile cortegiilor sedimentare într-un bazin de margine continentală pasivă și denumirile lor au în vedere, în primul rând, relația cu oscilațiile de nivel (exprimate prin curba eustatică) și, implicit, cu modificarea *liniei țărmului*. Aceste cortegii formate în bazin începând de la un moment $t_0$ sunt:

– cortegiu de mare înaltă (nivel înalt) (**HST** – *Highstand Systems Tract*);
– cortegiu de mare joasă (nivel coborât) (**LST** – *Lowstand Systems Tract*);
– cortegiu transgresiv (**TST** – *Transgressive Systems Tract*);
– cortegiu de șelf marginal (**SMST** – *Shelf Margin Systems Tract*).

**Cortegiul de mare înaltă** (nivel înalt) (HST – *Highstand Systems Tract*) se acumulează în intervalul de timp geologic în care nivelul mării urcă lent (vezi curba eustatică din fig. 1.78), trece dincolo de punctul de înălțare maximă și coboară lent; astfel este depășită ruptura de pantă litorală și sedimentele se depun pe șelf și în sistemele limitrofe cu apă puțin adâncă (*shallow water*).

Cortegiul cuprinde două subunități:

a) *limbul de agradare*, timpuriu (*early highstand systems tract*), alcătuit din seturi de parasecvențe agradaționale, succedat de:

b) *limbul de progradare*, târziu (*late highstand systems tract*), alcătuit din seturi de parasecvențe progradaționale spre bazin și configurație *downlap* peste suprafața de maximă inundare sau suprafața de transgresiune.

Cortegiul este delimitat în bază printr-o suprafață de tip *downlap*, suprafață de maximă inundare – ***MFS***, iar la partea superioară, printr-o limită de secvență de tip 1 (SB1) spre continent sau de tip 2 (SB2) spre bazin.

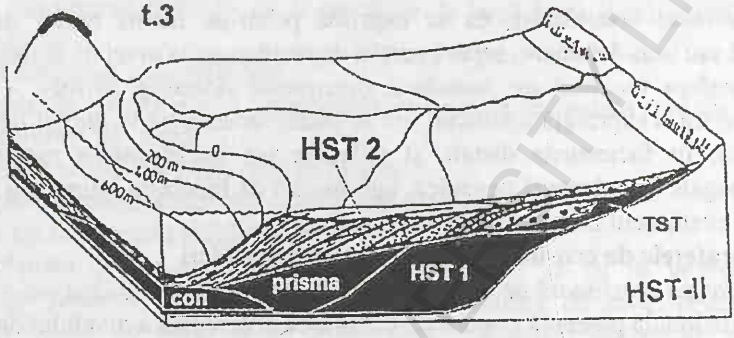



Fig. 1.78. Cortegiu de mare înaltă (nivel înalt) (HST – *Highstand Systems Tract).*

**Cortegiul de mare joasă** (nivel coborât) (LST – *Lowstand Systems Tract*) se acumulează în intervalul de timp în care nivelul mării coboară mult și repede, ajungând sub ruptura de pantă șelf – taluz; tronsonul din curba eustatică ce corespunde acestui moment este larg; el începe sub „topul" segmentului descendent al curbei, trece de cel mai jos punct al acesteia și ocupă, pe segmentul ascendent, un mic interval (fig. 1.79; 1.80).

În aceste condiții, depozitele formate îmbracă geometrii și faciesuri foarte diferite. Sedimentele se depun la baza taluzului sau pe taluz sub formă de:

a) *con de bazin* (*basin floor fan*), alimentat de canioanele de pe taluz. Baza conului coincide cu limita de secvență de tip 1 (SB1), iar topul este o suprafață de *downlap*; conul de bazin este dominant grezos și conține faciesuri turbiditice;

Fig. 1.79. Cortegiu de mare joasă (nivel coborât) (LST – *Lowstand Systems Tract*) – con de bazin.

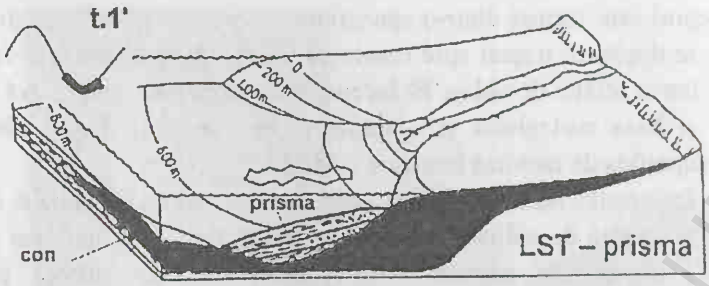



Fig. 1.80. Cortegiu de mare joasă (nivel coborât)
(LST – *Lowstand Systems Tract*) – prismă de progradare.

b) *con de taluz* (*slope fan*), care se accentuează în partea mediană şi bazală a taluzului şi este caracterizat prin debrite şi turbidite în facies de canal, lob sau overbank; el poate fi legat de conul de bazin pe care-l acoperă parţial şi este acoperit de prisma de progradare; topul este o suprafaţă de progradare de tip downlap;

c) *prismă de progradare* (*lowstand wedge*), o unitate regresivă alcătuită din seturi de parasecvenţe de tip progradant şi agradant, acumulate în timpul stabilizării sau uşoarei înălţări a nivelului mării; poate acoperi suprafeţe şi unităţi variate; partea proximală este reprezentată prin umplutura văilor incisive şi depozite asociate şelfului extern şi taluzului superior; partea distală este compusă din argile grezoase care acoperă, în stil downlap, conul de taluz; topul prismei este o suprafaţă transgresivă (TS) – prima suprafaţă de inundare majoră a şelfului; în conurile de bazin şi taluz nu pot fi recunoscute parasecvenţe.

Văile incisive (*incisive valley*) reprezintă sectoare ale unor sisteme fluviatile care îşi extind canalele spre bazin şi provoacă eroziuni în secvenţele traversate; pe şelf, ele sunt delimitate în bază printr-o limită erozională (SB1), iar în top, printr-o suprafaţă transgresivă (de inundare marină majoră).

**Cortegiul transgresiv** (TST – *Transgressive Systems Tract*) este iniţiat de o mare transgresiune ce urmează unei regresiuni; de aceea, pe curba eustatică, momentul este plasat pe segmentul ascendent al acestuia de o parte şi alta a punctului de inflexiune R (*rise*); înălţarea nivelului de bază se face rapid (fig.1.81).

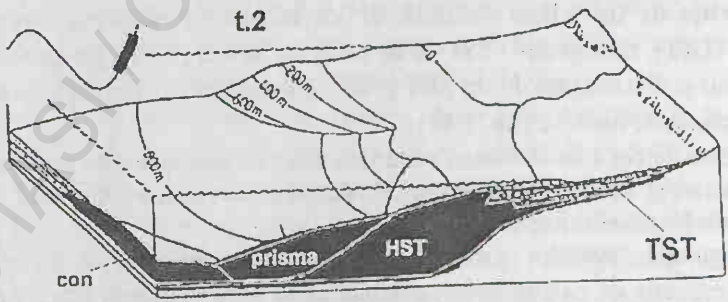



Fig. 1.81. Cortegiu transgresiv (TST – *Transgressive Systems Tract*).

BCU IAŞI CLUJ UNIVERSITY LIBRARY

Cortegiul este format dintr-o succesiune de parasecvențe retrograde care se acoperă şi se depăşesc treptat spre continent (cu o relație onlap față de SB1), iar spre bazin într-o relație downlap. El începe cu o suprafață transgresivă – *TS*, care reprezintă şi baza cortegiului şi o suprafață tip *downlap*. Topul cortegiului îl constituie suprafața de maximă inundare – *MFS*.

Spre faciesurile bazinale distale suprafața de maximă inundare corespunde unui moment cu rata de sedimentare foarte scazută; de aceea, aici apar „orizonturi condensate" (*condensed section* – SC) asociate cu sedimente pelagice şi hemipelagice subțiri depuse în timpul în care parasecvențele înaintează spre continent, iar bazinul este subalimentat. Orizonturile condensate acoperă intervale mari de timp şi conțin o faună abundentă şi diversă; de aceea, şi conținutul de substanță organică al sedimentelor este mare. Aici îşi găsesc originea şi *rocile-sursă* de hidrocarburi.

**Cortegiul de şelf marginal** (SMST – *Shelf Margin Systems Tract*) este caracteristic bazinelor cu apă puțin adâncă, lipsite de o ruptură mare de pantă. După un moment de High stand II, nivelul mării coboară rapid (pe curba eustatică acest lucru este indicat de tronsonul plasat imediat sub punctul de inflexiune F – *fall*), iar linia de țărm se deplasează spre bazin. Astfel, SMST este o unitate depozițională regresivă, caracterizată prin scăderea progradării. Baza sa este o limită de tip SB2, iar topul, o limită *TS*. Seturile de parasecvențe acoperă depozitele subiacente (HST–II) în stil *onlap* (agradațional) spre continent şi în stil *downlap* (progradațional), spre mare. Ele conțin faciesuri de apă puțin adâncă şi/sau de câmpie de coastă.

**Secvențe depoziționale (asociații de cortegii)**

În cadrul bazinului, asocierea cortegiilor şi extinderea parasecvențelor conduc, în funcție de discontinuitățile care le delimitează (SB1 sau SB2), la două tipuri de secvențe depoziționale (acestea devin, deci, unități ierarhic superioare cortegiilor): *secvențe de tip 1* şi *secvențe de tip 2*.

**Secvența de tip 1** este alcătuită, de jos în sus, de asocierea cortegiilor de mare joasă (LST), transgresiv (TST) şi de mare înaltă – II (HST). Ea este delimitată în bază printr-o discordanță de tip SB1 şi de conformitățile ei corelative, iar în top, de o discordanță de tip SB2 (fig. 1.82).

Secvența de tip 1 se formează când rata scăderii eustatice este mai mare decât rata subsidenței şi când în dreptul rupturii de pantă din dreptul țărmului are loc o scădere relativă a nivelului mării.

Configurația stratelor (*stratal pattern*) este influențată de geometria bazinului, respectiv de paleorelieful acestuia: a) cu ruptura de şelf (*shelf break*) sau b) cu rampa marginală.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

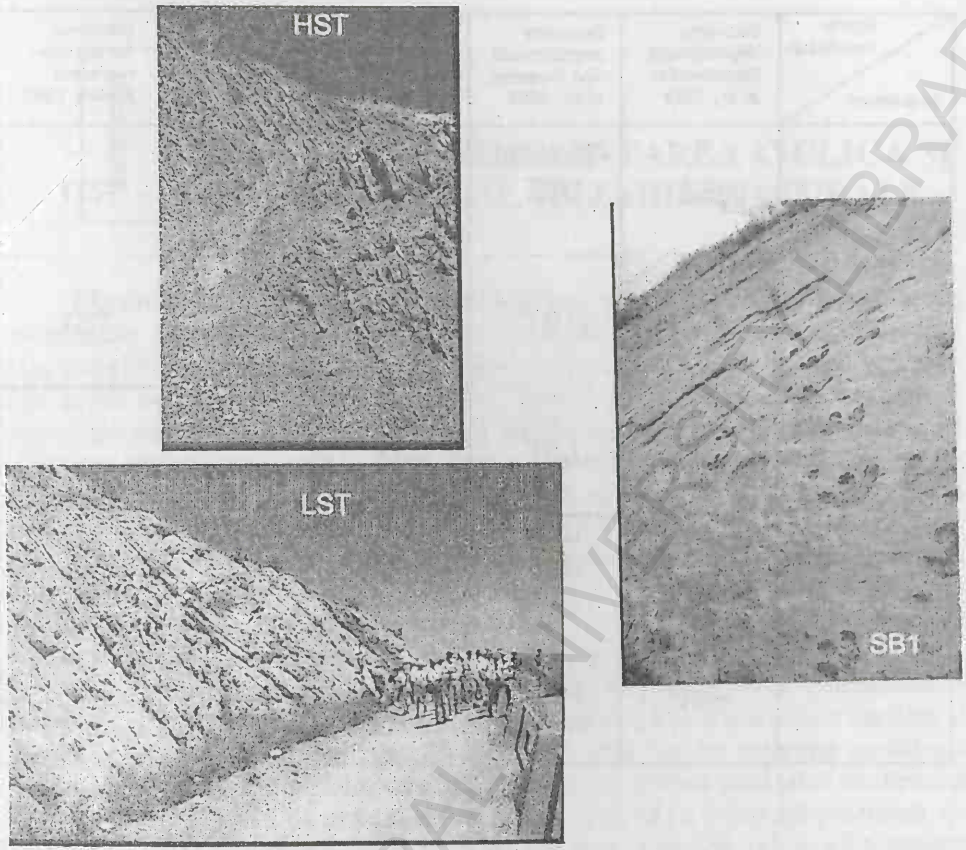



Fig. 1.82. Deschideri în Formațiunea de Lion (Cretacic), Colorado, S.U.A. în care au fost separate cortegii de tip LST și HST; alături, o suprafață majoră de discontinuitate – SB1 – cu urme de dinozauri (foto Anastasiu, 1994).

**Secvența de tip 2** este alcătuită din cortegiul sedimentar de mare înaltă (HST), cortegiul transgresiv (TST) și din cortegiul de margine de șelf (SMST) și delimitată în bază printr-o discordanță de tip 2 și de conformitățile ei corelative, iar în top, de o discordanță de tip 1 sau 2. Ea se poate forma când rata scăderii eustatice este mai mică sau egală cu rata subsidenței în dreptul rupturii de țărm.

Interesul crescut pentru reevaluarea sistemelor petrolifere a determinat dezvoltarea unor școli proprii de cercetare și, în consecință, a unor modele diferite privind relațiile dintre cortegii sedimentare și criteriile prin care le separăm.

Astfel, există în uz mai multe modele, fiecare model fiind aplicabil în funcție de conjunctură: Van Wagooner *et al.*, 1988; Galloway, 1989; Embry, 1993 modelul Posamentier *et al.*, 1998; Plint, Numedal, 2000 (fig. 1.83).

BCU CLUJ / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

| Model secvențial / Eveniment | Secvența depozițională Posamentier *et al.*, 1988 | Secvența depozițională Van Wagoner *et al.*, 1988 | Secvența depozițională Plint și Nummedal, 2000 | Secvența genetică Frazier, 1974 Galloway,1989 | Secvența transgresiv-regresivă Embry, 1993 |
|---|---|---|---|---|---|
| Sfârșitul transgresiunii | HST | Timpuriu HST | HST | HST | RST |
| Sfârșitul regresiunii | TST | TST | TST | TST | TST |
| Sfârșitul scăderii nivelului de bază | LST | LST | LST | târziu LST Prisma | RST |
| Începutul scăderii nivelului de bază | Timpuriu LST Con | târziu HST Con | FSST | Timpuriu LST Con | |
| | HST | Timpuriu HST Prisma | HST | HST | |

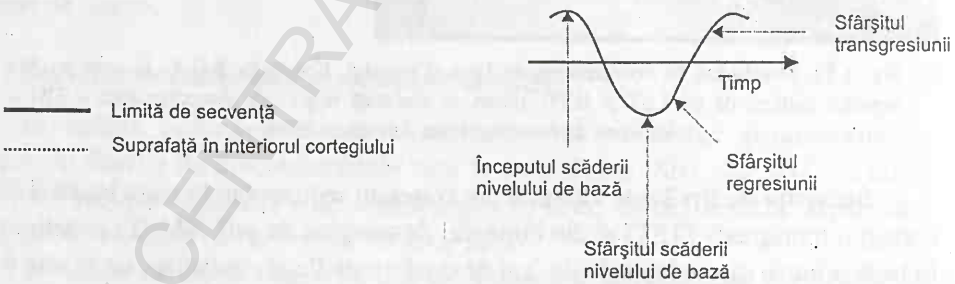
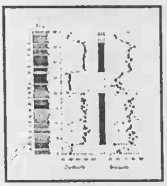



Fig. 1.83. Diferite asociații ale secvenței depoziționale: Van Wagooner *et al.*, 1988; Galloway, 1989; Embry, 1993; Posamentier *et al.*, 1998; Plint, Numedal, 2000; Cătuneanu, 2003): (HST – *High Stand Systems Tract*; LST – *Low Stand Systems Tract*; TST – *Transgresive Stand Systems Tract*; FSST–*Falling Stage Systems Tract;* RST – *Regressive Stand Systems Tract*).

Noile abordări legate de reconstituirea sistemelor depoziționale au în vedere și informațiile despre trăsăturile corpurilor de sedimente – *systems tracts, parasecvențe* – redate în arhitecturi specifice și obținute prin analiză secvențială.

BCU IAȘI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY



# 3. SEDIMENTAREA CICLICĂ ŞI DISCICLICĂ. HAZARDE NATURALE

Pământul, de la formarea sa şi până astăzi, a trecut printr-o succesiune de evenimente geologice care au contribuit la modificarea continuă a configuraţiei sale (morfologice, hidrologice, structurale, petrografice, geochimice etc.). Multe din aceste evenimente – erupţii vulcanice, cutremure, orogeneze, transgresiuni şi regresiuni marine, glaciaţiuni etc. – s-au repetat cu intensităţi diferite: au existat momente paroxismale urmate de un declin al formelor lor de manifestare şi, de fiecare dată, efectele lor au rămas înscrise în structura şi constituţia scoarţei terestre; toate aceste fenomene sunt active şi astăzi; planeta noastră „respiră".

Evenimentele care s-au derulat continuu în limitele unor parametri normali, alături de cele cu intensităţi extreme se numesc *normale* (sedimentarea în largul oceanului, mişcarea nisipului în zonele deşertice, distrugerea ţărmurilor de către valuri, curgerile liniştite de lave fluide pe flancurile unui vulcan etc.).

Pe fondul desfăşurării unor astfel de evenimente, istoria Pământului a înregistrat şi evenimente *accidentale* (sau întâmplătoare) de o intensitate maximă şi cu efecte catastrofale asupra mediului în care au avut loc: un cutremur pustiitor a schimbat configuraţia morfologică a unei regiuni, iar la baza unui taluz continental s-au acumulat cantităţi de ordinul $km^3$ de material dislocat; o furtună puternică, de tipul unui ciclon, a distrus o plajă şi a născut o bară; o erupţie vulcanică a generat produse care s-au împrăştiat pe suprafeţe de ordinul $km^2$. Astfel de evenimente sunt de domeniul *hazardului geologic* şi constituie astăzi cauza a numeroase dezastre naturale. În istoria Pământului, astfel de evenimente au contribuit şi ele, direct sau indirect, la diversificarea procesului de sedimentare.

Dintr-un alt punct de vedere, acela al dimensiunii ei planetare şi în corelaţie cu scurgerea timpului geologic, relaţia cauză–efect poate fi privită prin prisma duratei şi continuităţii fenomenului geologic (Schwarzacher, 1989; Einsele, 1991; Miall, 1992; Abdul Aziz, 2000; Hilgen *et al.*, 2000; Miall, 2006).

Cauzele *locale-regionale* determină apariţia adesea brusc a unor produse bine circumscrise într-un context regional: formarea unui con de dejecţie după o ploaie torenţială, desprinderea de blocuri dintr-un versant abrupt, creşterea unor depozite algale într-o ambianţă climatică favorabilă etc.

Cauzele *globale* (ciclurile Milankovič, de ex.) determină modificarea periodică a parametrilor care vizează Pământul ca planetă: *precesia, oblicitatea, excentricitatea*. La scară globală, astfel de fenomene, aşa cum am văzut, pot influenţa climatul şi prin aceasta modificările de nivel ale Oceanului Planetar: transgresiunile şi regresiunile marine vor fi o consecinţă, iar aliniamentele de

BCU CLUJ / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

conglomerate (de transgresiune şi regresiune) vor puncta, astfel, jocul pe verticală al cantităţilor de apă din bazinele marine şi oceanice (Bayer, Seilacher, 1985; de Boer, Smith, 1994) (fig. 1.84).

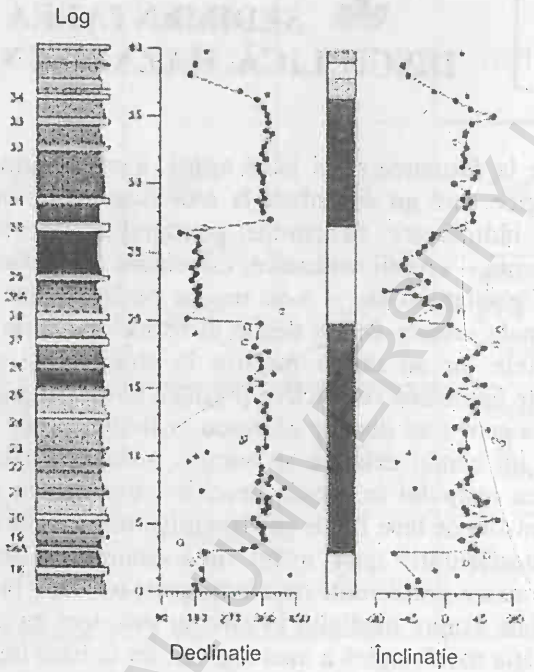



Fig. 1.84. Cicluri sedimentare evidenţiate prin analize paleomagnetice în depozitele miocene din Bazinul Calatayud (Spania) (după Abdul Aziz, 2000).

Prin prisma unor astfel de cauze, *auto-* şi *alociclice*, evenimentele geologice planetare, cu implicaţii în sedimentologie, se conturează ca evenimente *ciclice*, periodice şi ca evenimente *disciclice*, episodice sau întâmplătoare (hazardele geologice).

## 3.1. EVENIMENTE ŞI PRODUSE CICLICE. CAUZE ŞI EFECTE

*Câteva observaţii.* Analiza evenimentelor geologice prin cunoaşterea consecinţelor pe care „întâmplări" similare le provoacă azi la suprafaţa scoarţei se sprijină pe descifrarea „efectelor" ordonate în suitele de sedimente şi roci sedimentare (fig. 1.84; 1.85) sau în natura corpurilor magmatice sau metamorfice ce alcătuiesc litosfera terestră.

BCU IAŞI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

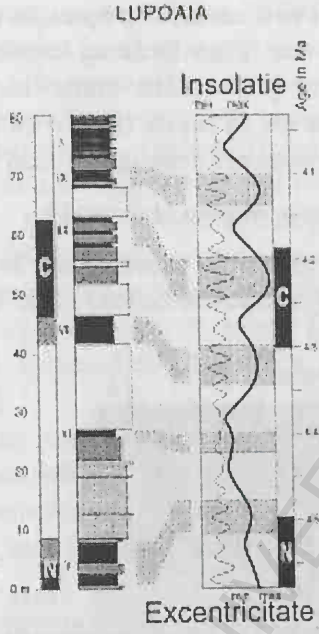



Fig. 1.85. Cicluri cărbunoase în cariera de la Lupoaia, Jiu, pe baza cărora s-au schiţat spectrele insolaţiei (precesiei) şi excentricităţii; interval de timp 4,0 – 4,5 mil. ani (după Rădan, din Van Vugt, 1998).

▪ Urmărind, de exemplu, o succesiune de roci sedimentare din Paleozoicul târziu, vom putea descifra prezenţa unor niveluri milimetrice albe şi negre, mai grosiere şi mai fine, care se repetă ritmic în cadrul unei „coloane" (succesiuni) de grosimi metrice: asocierea celor doi litoni – cel alb, siltic şi cel negru, lutitic – constituie un *cuplu* litologic sau un „ritm"; el se repetă de „*n*" ori în cadrul succesiunii şi imprimă acesteia un caracter sedimentologic specific: o stratificaţie ritmică; în ansamblu, roca formată este o argilă siltică vărgată sau o „argilă cu laminaţie paralelă" (sau *varve*).

▪ În formaţiunile tinere din Oltenia, la nivelul Pliocenului se cunosc ritmuri formate din trei termeni litologici cu grosimi mari, nisip (A) – argilă (B) – cărbune (C), care se repetă periodic, pe grosimi de zeci de metri; ele sunt bine deschise în carierele de la Rovinari, Motru, Lupoaia (fig. 1.85), Roşia–Jiu, Cerna etc., în care stratele de cărbuni sunt numerotate din baza coloanei spre partea ei superioară cu I, II, III... etc. Grosimile lor sunt inegale, dar apariţia lor periodică este foarte clară.

La o altă scară, în deschiderile naturale oferite de marile abrupturi din Alpi se disting „suite" (sau „grupuri") de roci cu structuri şi orientări diferite, aşezate unele peste altele şi separate prin suprafeţe de discontinuitate mecanică („plane de şariaj" sau plane de încălecare) desfăşurate de-a lungul a zeci de km. Fiecare grup de roci (de zeci sau sute de metri grosime) pare a fi încălecat unul peste celălalt în urma unui eveniment geologic de mare anvergură (probabil o fază colizională orogenică).

BCU CLUJ / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

▪ În cadrul succesiunii unor astfel de grupuri, în regiunile orogene, structuri specifice (anumite feluri de cute, plane de şariaj însoţite de brecii de zdrobire) se pot repeta adesea, sugerând prin aceasta cauze identice care au determinat suprapunerea lor prin încălecare; în aceste situaţii, nu de puţine ori, grupuri mai vechi (cu vârste mai mari) repauzează peste grupuri mai tinere.

*Ce semnificaţii pot avea asemenea observaţii?*

Trăsătura comună a celor trei situaţii luate în considerare o constituie **ritmicitatea**, iar compoziţia şi structura fiecărui cuplu reflectă condiţii particulare de formare (fig. 1.86).

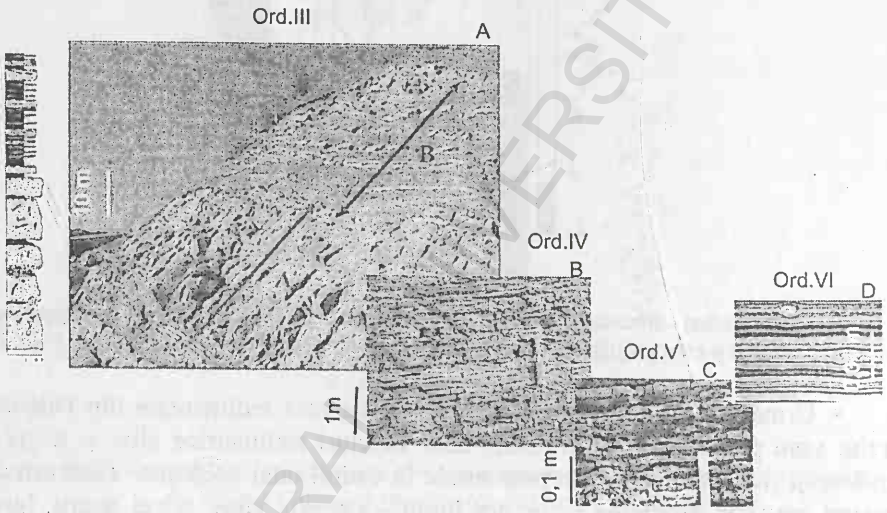



Fig. 1.86. Exemple de suite sedimentare cu caracter ritmic de diferite ordine de mărime şi la diferite scări: expresii ale unor A) cicluri eustatice, B) paracicluri, C) cicluri orbitale – Milankovič şi D) microcicluri sezoniere; în foto A – un „cuplu" format dintr-o megasecvenţă inferioară (A – roşu) şi o megasecvenţă superioară (B – albastru).

Este evident că fiecare termen al fiecărui „cuplu" – silt sau lutit, nisip sau argilă sau cărbune etc. – materializează un cadru de sedimentare distinct, imprimat de un anumit echilibru fizico-mecanic, chimic, climatic, biotic etc.; altfel spus, el reflectă o anumită ambianţă de sedimentare (sau o anumită circumstanţă tectonică). Stricarea acestui echilibru prin creşterea (sau scăderea) intensităţii unuia sau a mai multora dintre factorii ce au determinat formarea primului „termen" a condus în etapa următoare la apariţia celui secund, stabil în noile condiţii.

Revenirea, dintr-un motiv sau altul, la condiţia iniţială are drept efect începutul unui nou ritm printr-un acelaşi termen (A).

Astfel, în *varve*, termenul mai grosier şi mai deschis la culoare se acumulează într-un lac glaciar în sezonul cald (de vară) când aportul de material grosier este

BCU CLUJ / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

mai mare; termenul fin, de culoare închisă, rezultă din decantarea suspensiilor sub pătura de gheaţă de la suprafaţa lacului formată în sezonul rece (de iarnă); prin structură şi compoziţie, *varvele* reprezintă o „microasociaţie" litologică diagnostic atât pentru o anumită ambianţă sedimentologică (mediul lacustru), cât şi pentru o anumită ambianţă climatică (rece sau „glaciară" ) (vezi D din fig. 1.86).

Ritmurile cu cărbuni se desăvârşesc în sute de mii sau milioane de ani – timp necesar pentru acumularea substanţei vegetale deasupra unui substrat nisipos şi argilos şi transformarea ei, prin îngropare şi carbonificare, în cărbuni.

În fine, cutarea formaţiunilor sedimentare, falierea şi apoi încălecarea lor, astfel încât imaginea structural-tectonică să reflecte suprafeţe de şariaj suprapuse sunt controlate de mişcări orogenice ale căror efecte sunt edificate o dată la zeci sau sute de milioane de ani.

În fiecare caz în parte, cauzele care au generat aceste „ritmuri" s-au repetat sistematic în timp, cu o frecvenţă mult mai mare în cazul varvelor şi, evident, mult mai redusă, în cazul grupurilor suprapuse. Printr-un termen foarte general şi exprimând fidel „cauza", astfel de produse se vor numi *ritmite* sau *periodite* (fig. 1.86 – C, D).

Existenţa în scoarţa terestră a structurilor ritmice şi studiul lor detaliat (prin măsurători sistematice ale grosimii, naturii mineralogice şi frecvenţei cuplurilor bine delimitate) au permis descifrarea evoluţiei ciclice a numeroase procese petrogenetice şi a favorizat, ulterior, reconstituirea paleomediilor care au funcţionat într-o anumită regiune şi într-un anume interval de timp din istoria Pământului implicit, a cauzelor care le-au generat.

*Ierarhizarea ciclurilor globale; fenomene şi produse ciclice*

Poziţia Sistemului solar în cadrul Galaxiei, a Pământului în cadrul Sistemului solar, a Lunii faţă de Pământ, relaţiile spaţiale şi dinamice dintre acestea, mişcarea fiecăruia în parte prin „rotaţii" şi a fiecărui corp ceresc în raport unul cu altul. precum şi „revoluţiile" controlate de forţe cosmice ilustrează evoluţia în „cicluri" şi „spirale" cu puncte de plecare şi reveniri, uneori simetrice, alteori asimetrice (v. cap. 2.1). Perioadele unor astfel de cicluri au durate foarte diferite, cu efecte, evident, dintre cele mai diverse. Aşa-zisul „an galactic" generat de momentele de apropiere şi depărtare a Soarelui de centrul galaxiei şi marcat de curgerile de neutrino derivate din activităţi solare paroxismale durează între 270 – 400 mil. ani; mişcarea de rotaţie a Pământului în jurul axei sale permite revenirea unui reper de pe suprafaţa acestuia în punctul de plecare după 24 de ore; în acest interval de timp – la Ecuator – acest „reper" a trecut de la zi la noapte. În fiecare zi şi în fiecare noapte, mişcarea apelor din mări şi oceane suferă mişcări oscilatorii, de asemenea, cu perioade foarte diferite (de ordinul secundelor şi minutelor) etc.

BCU "LUCIAN BLAGA" CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

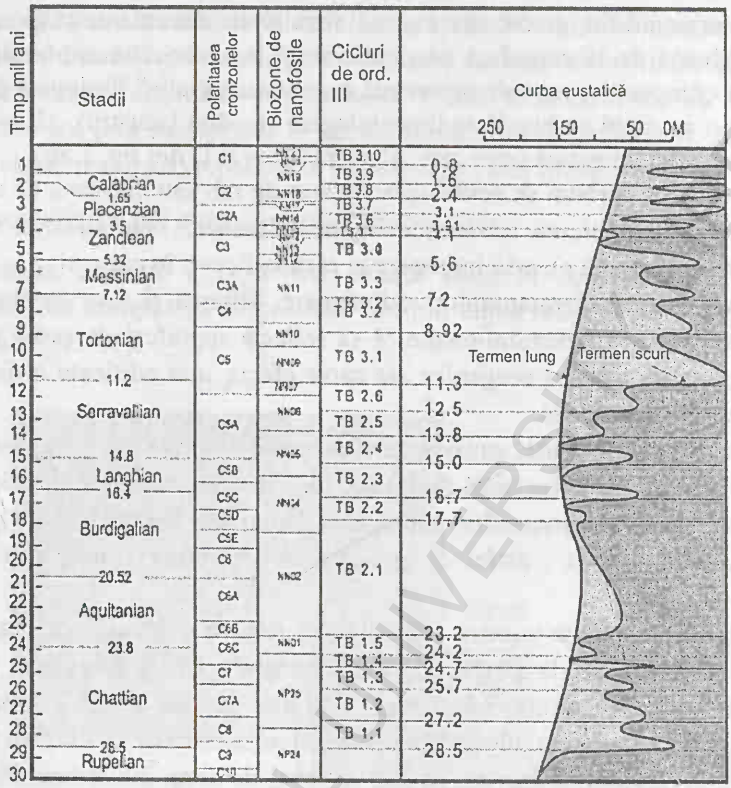



Fig. 1.87. Expresia modificărilor ciclice ale parametrilor climatici în variaţiile nivelului eustatic şi, respectiv, ale curbelor eustatice în ultimii 30 mil. ani (după Haq *et al.*, 1987; Berggen *et al.*, 1995).

Ciclicitatea ca fenomen natural pe Terra şi în Univers constituie probabil una din regulile cele mai constante. Încercările de ierarhizare şi sistematizare a „ciclurilor" care ţin sub control evoluţia corpurilor cereşti în general şi a Pământului în special au condus la separarea a două categorii ierarhice (fig. 1.87).

I. ***Cicluri de „termen scurt"***, cu o periodicitate mai mică de 10 000 de ani determinate în cadrul şi la suprafaţa Pământului de cauze *autociclice* – adică de redistribuiri diurne, sezoniere, anuale etc. ale „energiilor" din atmosferă, hidrosferă, biosferă, cuptoare (vetre) magmatice, cum ar fi: distribuţia căldurii în oceane, variaţii de nebulozitate, erupţii vulcanice etc.

În funcţie de durată, se disting cicluri mici, o dată la:

– 24 de ore – diurne, determinate de mişcarea de rotaţie a Pământului; ele pot fi înregistrate în ritmurile metabolice ale organismelor vii şi sunt reflectate prin inelele de creştere la arbori sau la corali de diverse vârste geologice;

– un an – perioada de revoluţie a Pământului marcând, în raport cu poziţia acestuia faţă de Soare, succesiunea anotimpurilor (cald/rece; arid/umed) o dată la 6 luni sau la 3 luni etc.;

– 11 ani (ciclul solar) asistăm la intensificarea erupţiei solare;
– 22 de ani (ciclul Schwabe-Wolf) – ciclul magnetic al Soarelui;
– 600 de ani (cicluri climatice);
– 10 000 de ani – cicluri vulcanice.

Ciclurile a căror durată variază între 10 000 şi 500 000 de ani sunt considerate de ordinele IV şi V şi intră, după Vail, în categoria *paraciclurilor.*

**II.** ***Cicluri de „termen lung"***, cu o periodicitate mai mare de 10 000 de ani provocate de cauze *alociclice*, cum ar fi: oscilaţiile orbitale, migrarea polilor şi driftul continental, activitatea solară (perturbări solare, interacţiuni geomagnetice), maree terestre (quasiperiodice). Manifestându-se la intervale de timp din ce în ce mai mari, la rândul lor sunt ierarhizate în „ordine", astfel (tabelul 1.15):

– de ordinul III – 0,5 – 5 mil. de ani (*ciclul eustatic* cu echivalent stratigrafic într-un *mezothem*);
– de ordinul II – 5 – 10 mil. de ani (*superciclul* Ramebotton, cu echivalent stratigrafic într-un *sinthem*);
– de ordinul I – 200 – 400 mil. de ani (*megaciclul* Vail).

*Tabelul 1.15*

Ierarhizarea ciclurilor globale care au generat suite sedimentare periodice, de diferite ordine de mărime

| Ord. | Durata (mil. ani) | Denumirea | Corespondentul depoziţional |
|---|---|---|---|
| I | > 50 | Ciclul galactic (geotectonic) | Megathem = *Megasecvenţă* >1 000 m grosime |
| II | 3 – 50 | Superciclul (transgresiv–regresiv) | Sinthem = *Supersecvenţă:* 100 – 1 000 m |
| III | 0,5 – 3 | Ciclul eustatic (ss) | Mezothem = *Secvenţă depoziţională:* 10 – 100 m |
| IV | 0,1 – 0,5 | Paraciclul (Vail) | Ciclothem = *Parasecvenţă* 1 – 4 m |
| V | 0,02 – 0,1 | Ciclul orbital (Milankovič) | Seturi de litoni: cm – m |
| VI | 0,1 | Microcicluri (termen scurt) | Lamine, varve, 1 cm |

Dintre cele mai importante astfel de cicluri menţionăm ciclurile „Milankovič" (fig. 1.88), care se desfăşoară:
– o dată la 26 000 de ani – *precesia echinocţiilor* sau ciclul Berger;
– o dată la 40 000 de ani – *oblicitatea eclipticii*;
– o dată la 100 000 de ani – modificări periodice ale *excentricităţii eclipticii.*

BCU IAŞI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Alte cicluri de termen lung se desfăşoară o dată la:

– 500 000 de ani când au loc inversiuni magnetice; au ca echivalent stratigrafic un *ciclothem*;

– 26 mil. de ani – ciclul Raup-Sepkoski, subgalactic, legat de variaţii ale intensităţii câmpului gravific solar;

– 180 mil. de ani – cicluri galactice, geotectonice;

– 360 mil. de ani – ciclul Vail.

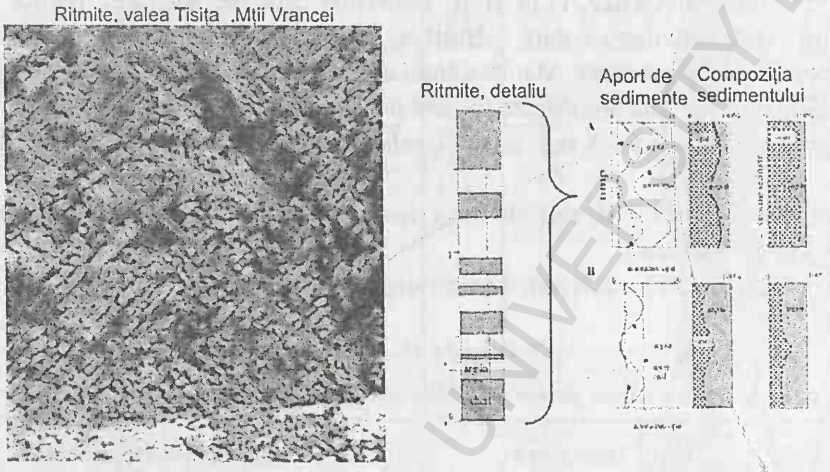



Fig. 1.88. Suite ritmice în formaţiunile cretacice din Valea Tişiţei, Carpaţii Orientali, generate de variaţia periodică a condiţiilor de sedimentare (aportul de sedimente, productivitatea biotică, modificările de chimism ale apei) (după Vârban, 2003).

În istoria Pământului au existat trei astfel de megacicluri cu durate de 250 mil. de ani, 500 mil. de ani şi, respectiv, 1 500 mil. de ani.

*
* *

Fenomenele pulsatorii de la suprafaţa litosferei şi din geosferele cu care interacţionează – hidrosfera, atmosfera – adesea se întrepătrund, iar efectele lor fie se cumulează, fie se diminuează.

Pulsaţiile litosferei controlate în bună parte de mişcările din astenosferă definesc tectogeneza unui areal, respectiv mişcările de înălţare sau mişcările de subsidenţă ale acestuia; în măsura în care acest „areal" suportă un bazin marin, poziţia nivelului de bază în cadrul acestuia faţă de un reper „0" va fi sensibil influenţată; aşa cum am văzut în capitolul precedent, rezultatul va fi o mişcare eustatică negativă sau pozitivă, iar „linia de ţărm" se va deplasa fie spre largul bazinului, fie spre continent.

BCU IAŞI CENTRU UNIVERSITY LIBRARY

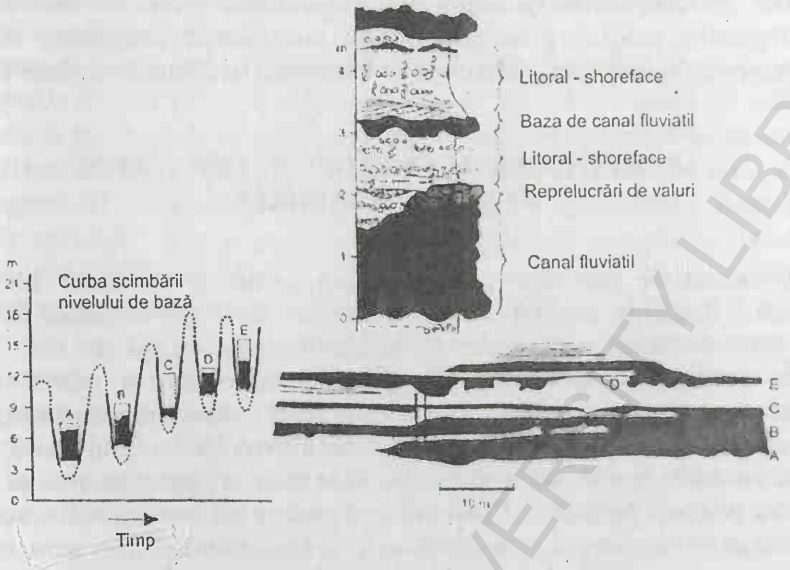



Fig. 1.89. Efectele oscilaţiilor de nivel asupra naturii şi geometriei faciesurilor fluviale şi înregistrarea lor în secvenţele sedimentare; exemplu din Formaţiunea Gador, Pliocen, Spania (după Postma, 1995).

Multe din ciclurile menţionate şi controlate de cauze alociclice au drept efect major o modificare climatică (încălzirea sau răcirea atmosferei, creşterea sau scăderea cantităţii de precipitaţii, schimbarea repetată a raportului dintre ariile ciclonice şi cele anticiclonice etc.). Astfel, de ex., modificarea unghiului dintre planul ecuatorial al Pământului şi planul eclipticii – de la 21° la 24° – atrage după sine tranziţia de la o perioadă glaciară, rece şi aridă, la una interglaciară, mai caldă şi umedă. Alt exemplu: în timpul megaciclurilor lui Vail, apropierea Sistemului solar de centrul Galaxiei conduce la un important moment de răcire a climei pe Pământ, deci la iniţierea unei glaciaţiuni.

Dacă ţinem seama de faptul că asemenea modificări globale se întrepătrund sau că efectele lor pot afecta şi alte compartimente ale geosferelor terestre (biosfera, de ex., cazurile de proliferare sau extincţie a numeroase categorii de organisme), realizăm cu uşurinţă atât complexitatea, cât şi diversitatea schimbărilor de la suprafaţa litosferei, exprimate într-o multitudine de asociaţii litologice ritmice (fig. 1.89) sau de asociaţii faunistice ori floristice specifice când unui climat cald, când unui climat rece.

Alte efecte importante determinate de evoluţii „alociclice" şi „autociclice" sunt:
– inversiunea câmpului magnetic;
– schimbarea compoziţiei izotopice a hidrosferei şi atmosferei terestre;
– modificări de salinitate a apelor oceanice;
– succesiunea fenomenelor de izostazie;
– erupţiile vulcanice etc.

BCU BUCUREŞTI UNIVERSITY LIBRARY

Dar, *glaciaţiune/interglaciaţiune, transgresiune/regresiune* înseamnă cele mai răspândite procese geologice globale cu trăsături antagonice controlate îndeaproape de succesiunea ciclurilor care întregesc viaţa planetei noastre.

## 3.2. EVENIMENTE ŞI PRODUSE DISCICLICE. HAZARDE NATURALE

Evenimentele disciclice sunt de scurtă durată şi au cauze autociclice: o furtună, o inundaţie, un seism etc.; produsele lor, de origine mecanică, desigur că se vor denumi tot prin termeni generali: tempestite, inundite, seismite etc.

În geologie, noţiunea „hazard" sugerează un eveniment natural, care se declanşează aproape brusc, este de scurtă durată şi are o mare putere de distrugere. De aceea, efectele sale sunt considerate catastrofice. Ele modifică relieful crustei terestre, schimbă condiţiile de viaţă ale organismelor şi, de multe ori, provoacă moartea în masă a acestora (extincţii biologice). Consecinţele secundare ale evenimentelor catastrofice pot apare pe termen lung şi se regăsesc în schimbări climatice, mari transgresiuni şi regresiuni marine, apariţii de organisme adaptate noilor condiţii de viaţă (Bălteanu, Şerban, 2005; Jackson, 2005; Pelletier, Mayer *et al.*, 2005).

În categoria hazardelor naturale sau a evenimentelor geologice catastrofice intră:

- coliziunea dintre fragmente de corpuri extraterestre (meteoriţi) şi suprafaţa Terrei („impactul meteoritic");
- vulcanismul;
- cutremurele de pământ;
- alunecările de teren;
- furtunile puternice (uragane, tornade);
- inundaţiile;
- valurile „tsunamis" etc.

Când astfel de evenimente naturale afectează regiuni populate ale Globului terestru, ele provoacă dezastre naturale, pierderi de vieţi omeneşti şi pagube materiale considerabile.

Datorită unor astfel de consecinţe, geologii sunt preocupaţi să afle cauzele intime ale acestor procese, să le localizeze, să prevadă declanşarea lor şi, astfel, să poată da sugestii pentru protecţia zonelor cu risc ridicat.

Cauzele *cosmice* favorizează întâlnirea corpurilor extraterestre (asteroizi, roiuri de meteoriţi) cu relieful terestru sau cu suprafaţa oceanelor.

Cauzele *interne* duc la acumularea de energii sub crusta terestră sau, la limita dintre plăcile litosferice, provoacă fie focare magmatice care declanşează, apoi, procese vulcanice, fie reorganizări spaţiale ale blocurilor crustale, urmate de mişcări seismice (cutremure de pământ), alunecări de teren etc.

Cauzele *externe*, cum sunt variaţia energiei solare şi interacţiunea factorilor atmosferici şi hidrosferici, aflaţi sub influenţa acestei energii, cu partea superioară

BCU "LUCIAN BLAGA" CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

a litosferei, declanşează evenimente meteorologice de mare intensitate: furtuni, precipitaţii abundente, valuri uriaşe.

**Impactul meteoritic.** Meteoriţii sunt fragmente de corpuri cereşti de compoziţie şi densitate variabile ce pătrund în atmosfera terestră cu viteze de 25–50 km/s şi provoacă, la suprafaţa scoarţei, în timpul coliziunii, presiuni de peste 50 khaT (Hardy, 1954; Glikson, 1999; Martinez-Ruiz, Ortega-Huertas *et al.*, 2001).

Fragmentele de dimensiuni mici (centimetrice, milimetrice) formează o „ploaie de meteoriţi" care se amestecă cu sedimentele de la suprafaţa Terrei sau acoperă calotele glaciare.

Fragmentele de dimensiuni mari (dm, m sau chiar km) modifică sever calitatea locului în care cad, dar probabilitatea pătrunderii lor în atmosfera terestră este mică; pentru meteoriţii cu un diametru de 100 m se apreciază o probabilitate de 1 la 100 000 de ani, iar pentru cei cu diametrul de 10 km, de la 1 la 40 de milioane de ani.

Urme ale impactului meteoritic se cunosc în toată istoria geologică a Pământului (cele mai vechi fiind de acum 2 miliarde de ani, iar cele mai noi datând din timpuri istorice) şi au fost descrise în Africa de Sud, Canada, America de Nord, Ucraina, Rusia, Australia. Impactul unui meteorit pe suprafaţa Lunii a produs acum 100 de milioane de ani craterul Tycho, cu un diametru de 85 km; meteoritul a avut diametrul de 10 km şi o viteză de înaintare de circa 50 km/s, iar energia degajată a fost de ordinul a milioane de megatone TNT (trinitrotoluen).

Efectele directe ale impactului sunt cunoscute sub denumirea *astrobleme*; ele au morfologia unor cratere al căror diametru este de zeci de ori mai mare decât al meteoritului care le-a generat; se cunosc astăzi peste 170 de structuri de impact, dintre care foarte bine conservate sunt: Sudbury în Canada cu 140 km în diametru; Araguainha în Brazilia – 40 km; Sierra Madre în Texas – 13 km, Kamensk în Rusia – 25 km. „Meteor Crater" din Arizona este unul din cele mai cunoscute şi cercetate exemple (fig. 1.90). Craterul de impact are un diametru de 1,2 km şi o adâncime de 200 m. El s-a format acum 49 000 de ani de către un meteorit cu diametrul de câţiva metri.

Fig. 1.90. „Meteor Crater" din Arizona, S.U.A. (sursă www. neo.jpl.nasa.gov/free images, foto David Roddy, 2006).

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Praful meteoritic, bogat în iridium, contaminează sedimente şi roci argiloase cu o vechime de 65 de milioane de ani (adică la limita K–T – Cretacic/Terţiar) (fig. 1.91) (Koeberl, 2002; Kyte, Shukolyukov *et al.*, 2003).

Prin impact se modifică asociaţiile minerale preexistente; şocul transformă cuarţul în *coesit* şi *stishovit*, iar grafitul, în *diamant*; mulţi silicaţi se topesc şi devin sticloşi. Metode noi – SEM, spectroscopie Raman, catodoluminiscenţă, raze X de înaltă rezoluţie – pun în evidenţă transformări de fază şi defecte de reţea. Analize geochimice pot detecta elemente specifice meteoriţilor – iridium, elemente din grupa platinei (PGEs) şi izotopi ai Os, Cr, Cs (Kyte, Shukolyukov *et al.*, 2003).

Căderea unui meteorit mare pe suprafaţa mărilor şi oceanelor poate provoca o vaporizare parţială sau totală a acestora şi, evident, valuri uriaşe. Urmări importante ale unor astfel de evenimente trebuie căutate şi în modificări climatice: încălziri bruşte ale aerului, cu declanşarea unor incendii de mari proporţii, care ar arde practic toate plantele din acele zone, urmate de răciri, ploi acide (cu $HNO_3$).

În istoria Pământului, momentele unor coliziuni importante dintre meteoriţi şi suprafaţa terestră au fost urmate de extincţii biologice importante (dispariţia trilobiţilor la sfârşitul erei primare, acum 250 de milioane de ani, a dinozaurilor şi amoniţilor la sfârşitul erei secundare, acum 65 de milioane de ani), precum şi de iniţierea unor forme de viaţă.

La noi în ţară, cea mai mare „ploaie de meteoriţi" s-a produs la Moeciu, în 1882, iar cel mai mare meteorit care a fost găsit avea 35,5 kg.

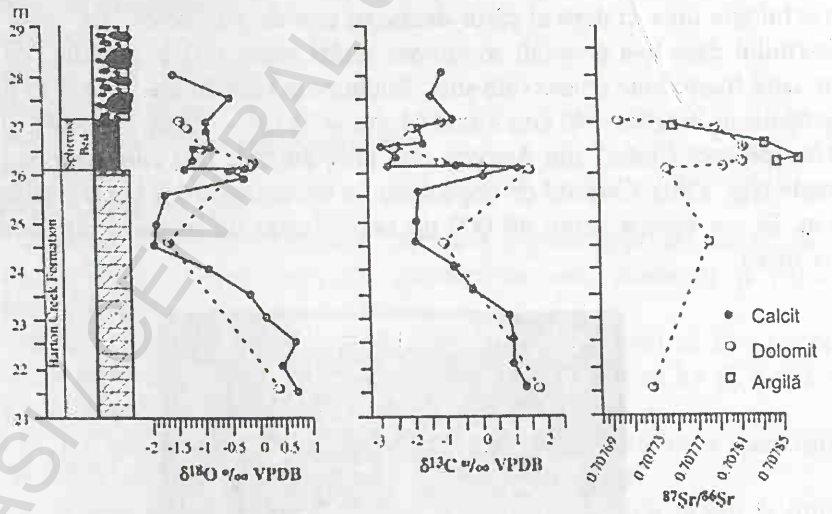



Fig. 1.91. Rezultatele analizelor izotopice asupra secvenţelor sedimentare de la limita Cretacic – Terţiar din insulele Belize, unde s-a reconstituit un impact meteoritic (după Fouke, Ocampo *et al.*, 2002).

**Vulcanismul.** Camerele magmatice în care „se pregătesc" erupţiile vulcanice sunt situate în litosfera continentală, deasupra zonelor de subducţie a plăcilor oceanice

BCUIAŞI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

şi sunt bogate în gaze. Acumularea acestora în apropierea suprafeţei terestre creează presiuni mari şi provoacă explozii puternice. Aparatele vulcanice care se nasc au formă conică, iar produsele lor de explozie constituie „tephra" (piroclastite) mobile: *blocuri*, *lapili* şi, în special, *cenuşă*, derivată din pulverizarea unei lave vâscoase (fig. 1.92). Vulcanismul se manifestă efuziv şi exploziv (Waythomas, Walder *et al.*, 1996; Iverson, Schilling *et al.*, 1998; Macias, Espindola *et al.*,2000; Arce, Macias *et al.*, 2003).

Vulcanismul efuziv, liniştit, este specific „camerelor magmatice bazaltice", situate sub fracturi crustale sau în lungul dorsalelor oceanice; el se manifestă sub forma curgerilor de lavă care creează aparate cu pante line (tip Hawaii).

Răspândirea vulcanilor la scară globală corespunde cu aliniamentele zonelor de subducţie (vezi Cercul de Foc al Pacificului) şi ale marilor fracturi crustale (zonele de rift oceanic şi dorsalele corespunzătoare, în Oceanul Atlantic, Oceanul Indian, platourile de bazalte din India şi Colorado).

Activitatea vulcanică explozivă, pe lângă modificările de peisaj pe care le produce (se naşte un relief vulcanic tipic), poate declanşa şi catastrofe ecologice, iar indirect, modificări climatice. Astfel, acumulările bruşte de cenuşă acoperă şi opresc evoluţia vieţii. De exemplu: în urma erupţiei vulcanului Vezuviu au fost distruse oraşele Pompei şi Herculanum (fig. 1.92), iar oamenii surprinşi de cenuşă au fost îngropaţi de vii, înregistrându-se 16 000 de morţi; norii arzători emişi de erupţia vulcanului Mont Pelée (Martinica) au curmat în anul 1902, la Saint Pierre, peste 35 000 de vieţi. Printre cauzele modificărilor climatice care pot avea loc menţionăm: dereglări în conţinutul de $CO_2$ al atmosferei, efecte de seră (cu încălziri uşoare), oprirea radiaţiilor solare de către norii persistenţi de cenuşă etc.

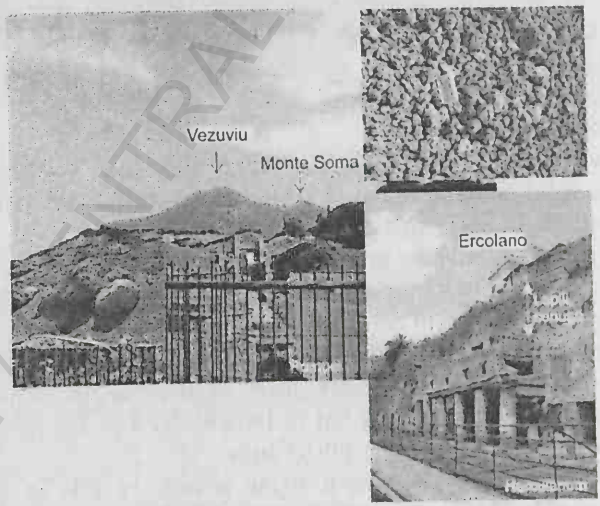



Fig. 1.92. Erupţia Vezuviului în anul 79 d.Hr. a spulberat craterul vulcanului Monte Soma şi a generat cantităţi imense de cenuşă şi lapili care au acoperit oraşele Pompei şi Herculanum astăzi, oraşul Ercolano a fost ridicat peste nivelul de produse tephra care au acoperit vechiul oraş; în detaliile din imagine, aglomerate şi blocuri vulcanice (stânga) şi lapilli (dreapta, sus) (montaj foto Anastasiu, 2006).

BCU IAŞI - CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Efecte indirecte ale vulcanismului exploziv mai pot fi: declanşarea de valuri *tsunamis* (în timpul erupţiei vulcanului Krakatoa, Iawa, din anul 1883 aceste valuri au atins o înălţime de 40 m), cutremure locale cu magnitudine mare, incendii, curgeri de blocuri şi noroi (lahar) pe pantele vulcanilor.

**Cutremurele de pământ.** Cutremurul de pământ este efectul unei mişcări crustale de scurtă durată (de ordinul secundelor sau minutelor), dar de intensitate foarte mare. El este provocat de frecarea plăcilor crustale, de rearanjarea unor compartimente ale acestora sau de „colapsul" (prăbuşirea) unor porţiuni instabile, ce delimitează goluri în apropiere de suprafaţa scoarţei. În timpul acestor mişcări, din locul în care ele se produc, numit *hipocentru,* se propagă unde seismice (mişcări oscilatorii). Locul situat deasupra hipocentrului, în care undele ajung cel mai repede şi au puterea de distrugere cea mai mare, reprezintă *epicentrul.*

Forţa unui cutremur se exprimă prin magnitudine (energia eliberată de mişcarea seismică şi apreciată pe scara Richter cu valori de la 1 la 10) şi prin intensitate (după consecinţele distructive în zonele afectate înregistrate pe scara Mercali).

La suprafaţa Pământului, zonele seismice importante coincid cu zonele active din punct de vedere tectonic (limite de plăci litosferice, suprafeţe de subducţie, depresurizări şi colapsuri în vecinătatea unor camere magmatice).

Efectele naturale ale mişcărilor seismice sunt foarte variate (Ordaz, 2004). Astfel, ele provoacă:

– *rupturi* (falii) în terenurile rigide ale scoarţei şi facilitează mişcarea unor compartimente crustale în raport cu altele (de exemplu, decroşările din lungul faliei San Andreas, California şi cutremurele aferente din regiunea Los Angeles – San Francisco);

– *alunecări de teren* – prin deranjarea stabilităţii unor depozite de roci fracturate sau slab coezive; sunt foarte frecvente în zona Anzilor Cordilieri, unde se manifestă sub forma unor curgeri de blocuri şi noroi care ating viteza de peste 150 km/h şi distrug totul în calea lor.

Efecte secundare sunt:

– apariţia de valuri uriaşe, atunci când mişcările seismice se manifestă subacvatic (ex. valul tsunami din anul 2004 care „a spălat" arhipelagul indonezian şi coastele estice ale Indiei) (fig.1.93);

– formarea sau reactivarea unor vulcani noroioşi;

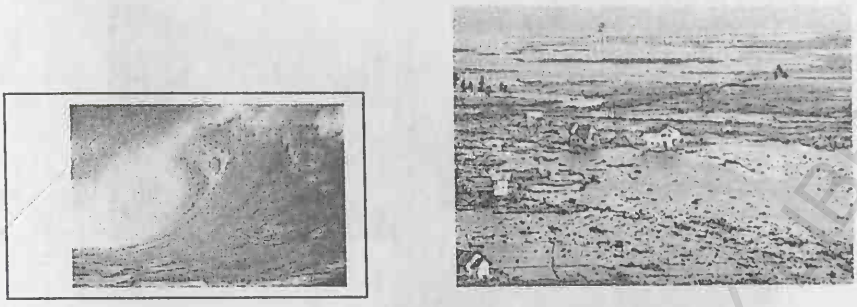
– provocarea de inundaţii catastrofale prin distrugerea barajelor artificiale;

– declanşarea de incendii etc.

Când un seism afectează o zonă populată, pierderile de vieţi omeneşti şi pagubele materiale produse pot fi foarte mari. Seisme recente, urmate de distrugeri considerabile au avut loc în ultimii ani în Japonia (Kobe, Tokyo), California (San Francisco), Grecia – Peloponez (Delphi), China.

În România, cel mai important focar seismic se află în zona Vrancei, la contactul platformelor Moldovenească, Scitică şi Valahă cu orogenul carpatic. Aici îşi au hipocentrul cele mai importante cutremure, la adâncimi de 70–160 km (majoritatea au hipocentrul la 130–150 km) (fig. 1.94). Permanent se produc numeroase cutremure slabe dar, din timp în timp, se manifestă cutremure a căror magnitudine depăşeşte 6–7 grade pe scara Richter, cum au fost în anii 1940, 1977 şi 1992.

BCU VALCEA UNIVERSITY LIBRARY



(a) (b)

Fig.1.93. a) Creasta unui val tsunami; b) distrugerile provocate de tsunami pe coasta Indoneziei, în decembrie 2004 (sursa www.ccn.com).

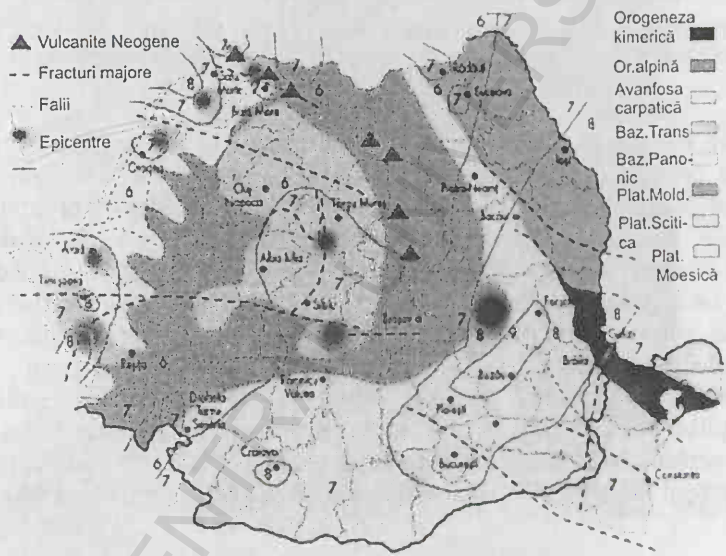



Fig. 1.94. Principalele epicentre ale focarelor seismice din România (după Donisă, 1999).

Aceste cutremure afectează mai puternic regiunile extracarpatice, suprapuse pe platforme geologice (ex. Platforma Moesică), unde pot provoca pagube mari şi chiar numeroase victime omeneşti.

**Alunecările de teren.** Alunecările de teren, înregistrate în zonele montane şi în cele deluroase afectate de precipitaţii prelungite, urmate de infiltrarea apelor deasupra unor strate argiloase, de înmuierea acestora şi de „căderea" pe pantă a stratelor acoperitoare, sunt fenomene naturale frecvente. Ele modifică înfăţişarea reliefului şi provoacă devieri ale râurilor (Keefer, 1999; Petley, Bulmer *et al.*, 2002; Ko Ko, Flentje *et al.*, 2003; Haneberg, 2004; Petley, Higuchi *et al.*, 2005).

BCU "LUCIAN BLAGA" CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

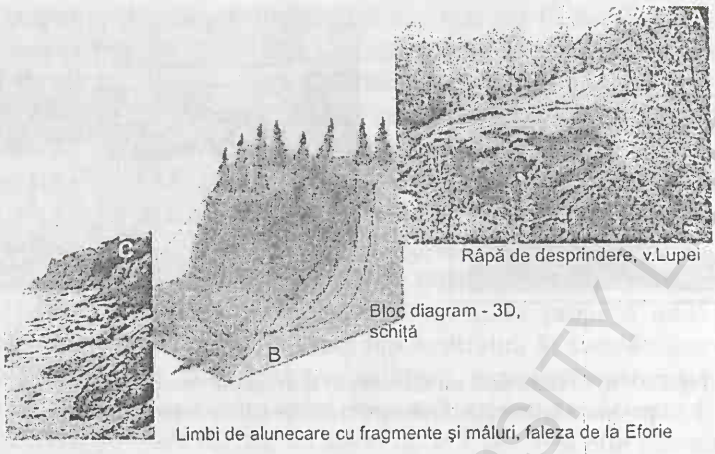



Fig. 1.95. Urme ale unor alunecări de teren – râpe de desprindere (A – văile Lupa, Prahova) şi „limbi" sau „lobi" de alunecare (C – faleza de la Eforie Sud) comparativ cu modelul 3D al unei alunecări (B).

Deci, trebuie să fim atenţi la terenurile în pantă în a căror constituţie intră alternanţe de roci permeabile (care colectează apa) cu roci impermeabile (care joacă rolul de „lubrifiant") şi la comportarea lor în timpul ploilor torenţiale.

Într-o regiune afectată de o alunecare, se pot observa: *râpa de desprindere*, *suprafaţa de alunecare* şi *„limba"* sau *„lobul"* alunecării (fig. 1.95). Viteza deplasărilor oscilează de la valori de ordinul mm/an la cel al m/s. În România, suprafaţa totală afectată de astfel de fenomene este de circa 900 000 ha, ocupând îndeosebi Podişul Transilvaniei şi Subcarpaţii, unde aflorează depozite sedimentare miocene şi pliocene.

Căderile de blocuri şi desprinderea versanţilor stâncoşi sub presiunea precipitaţiilor pot provoca, de asemenea, distrugeri importante. Prăbuşirea unui astfel de versant, în M. Stâncoşi, Alberta, a generat „alunecarea" de la Frank Slide, care a îngropat în anul 1903 o parte din satul de la poalele sale (fig.1.96).

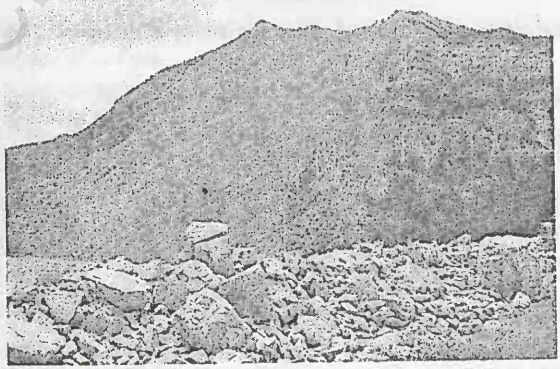


Fig.1.96. Frank Slide – „Alunecarea" din Munţii Stâncoşi, Alberta, Canada (foto Anastasiu, 2007).

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

**Inundaţiile.** În timpul perioadelor foarte ploioase, nivelul râurilor se înalţă brusc, debitul lor devine foarte mare, iar puterea de eroziune şi transport al aluviunilor creşte considerabil. În aceste condiţii, nivelul apei depăşeşte înălţimea albiei minore (în care râurile curg în regim normal) şi acoperă albia majoră (lunca inundabilă) (Moody, Pizzuto *et al.*, 1999; Criss, Shock, 2001; Jackson, 2005).

Viitura care se produce modifică brusc echilibrul natural al bazinului hidrografic. Se produc surpări de maluri, eroziuni laterale, sedimentări rapide, îngroparea solurilor de luncă şi distrugerea vegetaţiei (fig. 1.97).

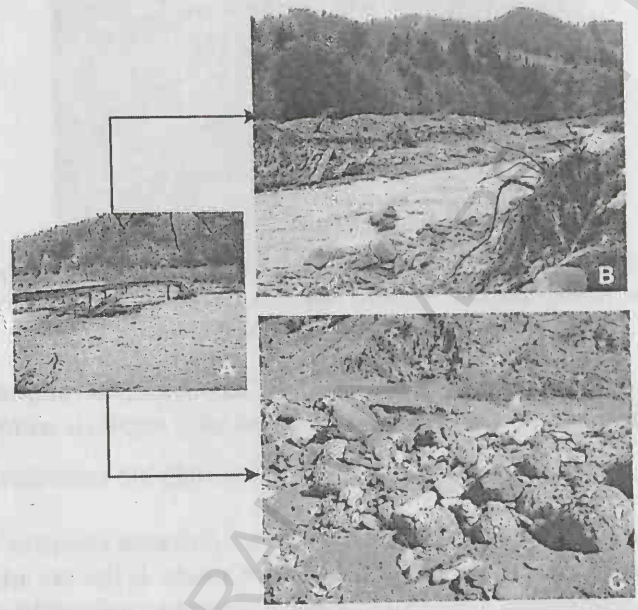



Fig. 1.97. Bare longitudinale (B); aluviuni bazale („de fund") cu „mingi" de noroi (*mud clasts*) rămase după retragerea apelor care au provocat distrugeri importante (C); Valea Ceahlău, cu noi bare aluviale, după inundaţiile din 2005, jud. Neamţ (A) (foto Anastasiu, 2005).

Se modifică, de asemenea, unele cursuri de râuri. În zonele locuite şi cu activităţi umane sunt distruse poduri, drumuri, căi ferate şi numeroase locuinţe amplasate în lungul acestor zone.

În zonele subtropicale musonice, inundaţiile provoacă anual numeroase pagube. Sunt cunoscute inundaţiile Gangelului şi Brahmaputrei în India şi Bangladesh (unde au dus la moartea a 500 000 de oameni în anul 1970) sau ale fluviului Huanghe în China. În România, Mureşul şi Oltul au provocat mari inundaţii în anii 1970 şi 2006, iar Dunărea, Vişeul şi Jiul au ajuns în luncile inundabile.

Furtunile care afectează zonele litorale generează valuri mari care aduc pe ţărm cantităţi foarte mari de sedimente clastice şi bioclastice (acumulări de valve şi cochilii). Astfel de sedimente constituie depozite de furtună (*tempestite* sau *storm deposits*) (fig. 1.98).

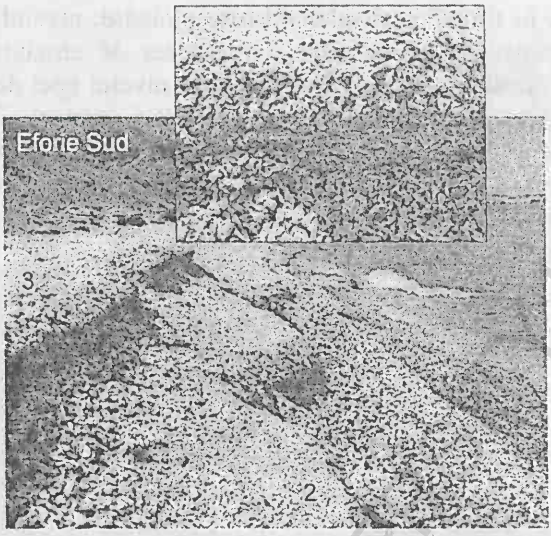



Fig. 1.98. Terase de tempestite, depozite bioclastice – *falune* – lăsate după retragerea valurilor de furtună pe litoralul românesc al Mării Negre, la Eforie Sud; un detaliu cu o secţiune transversală prin depozitul tempestitic (foto Anastasiu, 2005).

*Cum putem anticipa hazardul geologic? Cum putem proteja zonele populate? Cum putem reduce pierderile de vieţi omeneşti şi pagubele materiale?*

Iată trei întrebări care se află pe lista de priorităţi ale cercetătorilor din ţările civilizate.

Predicţia dezastrelor geologice impune două elemente esenţiale:

1) elaborarea de hărţi în care să fie localizate zonele de risc sau ariile de maximă intensitate a vulcanismului, a mişcărilor seismice, a zonelor cu alunecări etc.;

2) instalarea unei aparaturi specializate care să permită înregistrarea continuă a „pulsaţiilor" (semnalelor) care duc la catastrofe naturale.

În prezent, ştim că predicţia exactă a unui cutremur este greu de făcut, mult mai greu decât cea a unei erupţii vulcanice, ale cărei semnale sunt mult mai evidente şi, în consecinţă, mai uşor de urmărit. Alunecările de teren şi inundaţiile catastrofale pot fi mult mai uşor prezise.

Evitarea aglomerărilor urbane în zonele de risc seismic, vulcanic etc. sau luarea unor măsuri de protecţie în funcţie de calitatea (soliditatea) construcţiilor, a drumurilor şi podurilor, ţin de strategia de dezvoltare a ţărilor în care aceste evenimente au o frecvenţă mai mare şi, desigur, de investiţiile financiare care se pot face în aceste scopuri.

În contextul sistemelor depoziţionale, evenimentele ciclice şi cele disciclice sunt cauza a numeroase secvenţe sedimentare în care se pot recunoaşte faciesuri diagnostic utile în reconstituirea proceselor şi mediilor de sedimentare (Abdul Aziz, 2000).

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

# Partea a II-a

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

# 4. SISTEME DEPOZIȚIONALE

## *SISTEME CONTINENTALE*

Ariile continentale situate deasupra nivelului Oceanului Planetar reprezintă 1/3 din suprafața Globului terestru şi se extind, disproporționat, atât în emisfera nordică, cât şi în cea sudică.

Fundamentul lor şi nucleele care le alcătuiesc sunt părți ale plăcilor litosferice continentale. În constituția lor intră platforme şi zone orogene. Din punct de vedere geomorfologic, ele se caracterizează printr-un relief montan, de platouri, dealuri şi podişuri şi de câmpie.

Desfăşurarea lor pe Glob, în raport cu Ecuatorul, le imprimă o mare diversitate climatică, de la zone calde şi umede la zone reci, subpolare şi polare.

Mediile de sedimentare actuale circumscrise ariilor continentale vor fi dintre cele mai diverse şi se află sub influența a trei agenți naturali: *aerul, apa* şi *gheața.* În aceste condiții se instalează sisteme depoziționale caracterizate prin numeroase faciesuri diagnostic: sistemul *deşertic*, sistemul *glaciar*, sistemul *fluviatil* şi sistemul *lacustru.*

Procesele sedimentogenetice vor fi predominant fizico-mecanice, iar sedimentele acumulate vor fi lipsite sau, foarte sărace, în constituenți biotici; produsele chimice vor fi mult subordonate.

Corpurile geologice care delimitează aceste produse vor avea o geometrie complexă şi variată: *dune, canale, conuri, pânze* etc.

În vechile structuri geologice, depozitele continentale marchează momente importante de exondare şi sunt folosite pentru corelări stratigrafice importante. Multe dintre ele s-au constituit în bune rezervoare de apă şi hidrocarburi.

Sistemele continentale actuale sunt o sursă importantă de materiale de construcție, de săruri delicvescente, de placers-uri aurifere şi diamantifere, de turbă etc. Cunoaşterea proceselor naturale care evoluează în cadrul lor va permite identificarea zonelor de risc natural vizând alunecările de teren, inundațiile, permafrostul şi deşertificările.

### 4.1. SISTEMUL DEŞERTIC

La suprafața Pământului, în zonele continentale, mediile deşertice se instalează în regiuni aride plasate fie în zone cu climat tropical şi subtropical (între

BCU IAŞI - CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

latitudinile de 10–30° N şi S faţă de Ecuator; ex.: deşerturile Sahara, Arabiei, Australiei), fie în zone cu climat temperat şi rece (ex.: deşerturile Gobi, Tarim, Patagoniei). Din punct de vedere geomorfologic, deşerturile acoperă spaţii depresionare extinse sau platouri înalte delimitate de zone muntoase. La nivelul continentelor, ele ocupă cca 20% din suprafaţa totală a acestora şi prezintă condiţii puţin favorabile dezvoltării vieţii (fig. 2.1).

Diversitatea şi complexitatea formelor de relief din zonele deşertice şi, implicit, ale factorilor şi proceselor care interacţionează în aceste zone explică natura faciesurilor sedimentare care se acumulează aici. Se poate vorbi de **subsisteme genetice** definite în termeni geomorfologici: *hamade, serirurі, erguri, ueduri* (*wadi*-uri) şi domenii *sabkha continental*, cu lacuri deşertice (fig. 2.2). În aceste condiţii, chiar dacă vântul este unul din factorii importanţi care controlează dinamica sedimentelor, sistemul *deşertic* nu se poate echivala, în întregime, cu sistemul *eolian*. În plus, acţiunea constantă a vânturilor generează sedimente specifice şi în zonele litorale, în luncile râurilor sau în deltele emerse (Glennie, 1970; Hesp, Fryberger (Eds), 1988; Cooke, Warren, Goudie, 1993).

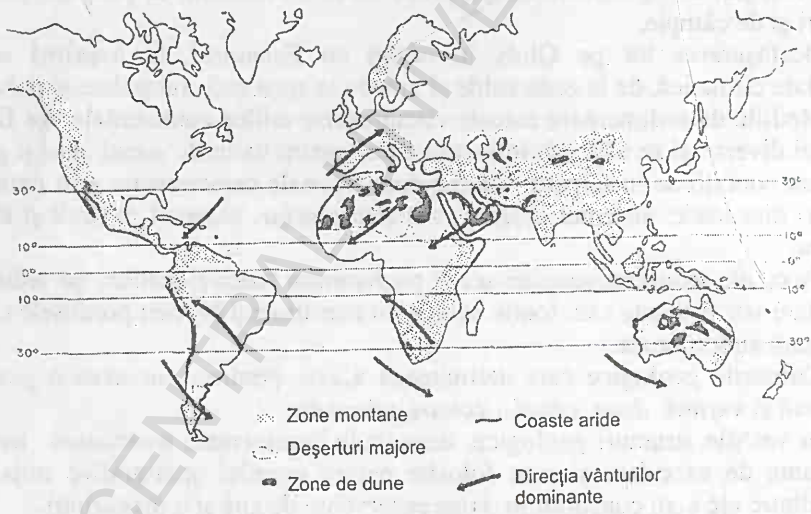



Fig. 2.1. Răspândirea zonelor deşertice pe Glob (Davis, 1992).

*Hamadele* sunt zone înălţate cu relief tabular, în care aflorează masive stâncoase şi blocuri ale unor formaţiuni geologice vechi; ele ocupă mai mult de 50% din suprafaţa zonelor deşertice şi se constituie în importante arii-sursă pentru sedimentarea eoliană (fig. 2.3). Sunt, adesea, lipsite complet de vegetaţie, iar procesul de solificare este incipient. Martorii de eroziune îmbracă forme morfologice dintre cele mai diverse. Ex. Hoggar şi Tibesti (El Hommra) în Sahara, Kalahari în Africa de Sud, Nefud în Peninsula Arabia.

*Serirurile* (*regurile*) sunt „pavaje" de deflaţie eoliană cu suprafaţa quasiorizontală, situate în vecinătatea hamadelor; ocupă cca 25% din suprafaţa

zonelor deşertice (fig. 2.4). Ex. pietrişurile din Libia şi *regurile* din Sahara de Vest sau *gibber plains* din Australia.

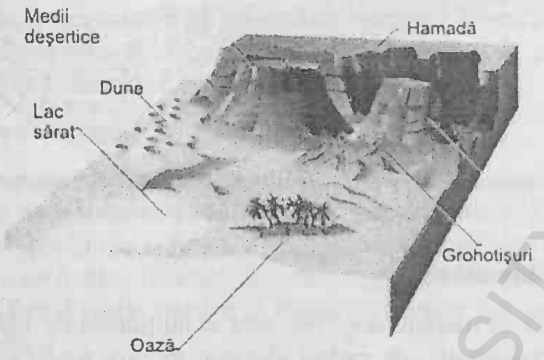



Fig. 2.2. Blocdiagramă reprezentând principalele subsisteme de sedimentare din mediul deşertic.

*Ergurile* (dune şi pânze de nisip) se întind pe sute şi mii de $km^2$ şi au suprafaţa ondulată sau plană; ocupă cca 20% din extinderea zonelor deşertice. Ex. Marele Erg, El Djuf din Sahara Orientală sau *kumurile* din Asia, deşertul Libiei, deşertul Algeriei.

*Uedurile* (*wadi*-uri) sunt văi largi create de curenţi de apă efemeri, cu caracter torenţial, care străbat deşertul pe distanţe de zeci sau sute de km. Ele au aproape toate elementele unui sistem fluviatil (canale, levee, conuri aluviale). Ex. Wadi Igharghar, Africa de Nord.

*Lacurile deşertice* şi subsistemele *sabkha continental* sunt suprafeţe endoreice seci sau ocupate temporar de apă (fig. 2.5) (*chott*-uri, ex. Chott el Dgerid, Africa de Nord), adesea cu salinitate crescută (ex. Deşertul Victoria, Australia).

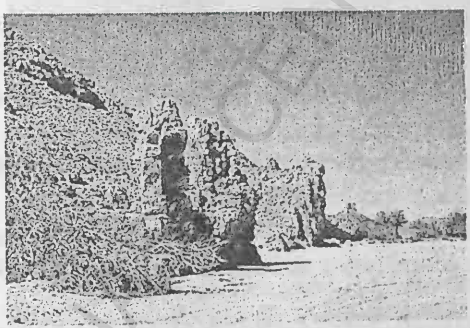


Fig. 2.3. Profilul unei hamade la limita cu ergul şi cuverturile de nisip, Sahara algeriană (foto Măldărescu, 1972).

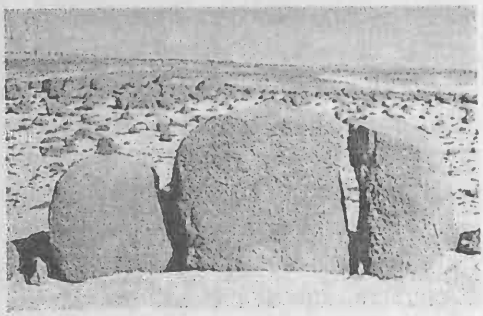


Fig. 2.4. Vedere dinspre marginea unei hamade spre zona de serir cu un pavaj de deflaţie format pe bazalte, Sahara libiană, Africa de Nord (foto Danielescu, 2000).

BCU CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

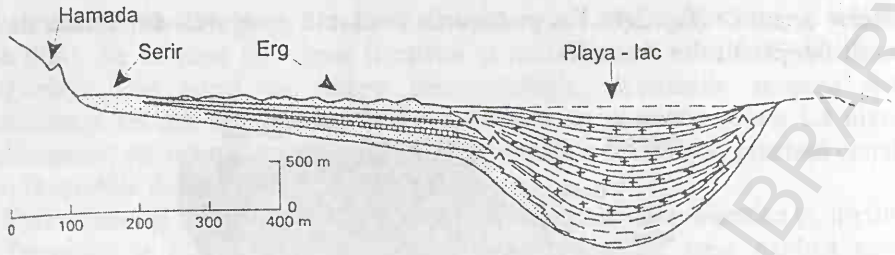



Fig. 2.5. Secțiune transversală într-o zonă deșertică cu subsistemele importante ale domeniului deșertic (după Davis, 1992, cu modificări).

## Factorii sedimentării

Sedimentarea în mediile deșertice este condiționată de existența unor surse primare de material clastic, de cadrul climatic în care acestea sunt deschise, de posibilele acumulări acvatice și de chimismul lor. Diversele forme de viață au un caracter restrictiv, iar procesele de pedogeneză nu sunt evoluate.

*Natura ariei-sursă* și *aportul terigen* controlează natura și calitatea sedimentelor clastice; zonele montane înalte, cu o energie de relief ridicată și hamadele se constituie în sursă de claste (praf, nisip) ca, de altfel, și praful și nisipul din lungul albiilor râurilor secate sau din zonele litorale, de plaje.

*Factorii climatici*:

– sistemul eolian care domină regiunea – intensitatea și direcția vânturilor, energia acestora, viteza (mai mare de 5–10 m/s) și forța lor de transport – determină formarea dunelor de nisip, acumulările de praf și structurile interne ale sedimentelor;

– cantitatea de precipitații care cad în deșert (25 mm/an) controlează apariția și evoluția sistemelor torențiale, efemere, și alimentarea văilor ce traversează deșerturile; determină salinitatea primară a apelor din bazinele lacustre; ariditatea este o condiție a apariției și evoluției faciesurilor deșertice;

– temperatura mediului ambiant întreține evaporația și influențează evoluția salinității apelor, iar variațiile de temperatură, în special diurne (ziua: + 50–55°C, iar noaptea sub 0°C), accelerează procesele de clastogeneză (termoclastie) la suprafața hamadelor și în ariile-sursă (Drummond *et al.*, 1995).

*Amplasarea geografică și salinitatea apelor* din lacurile deșertice controlează natura mineralogică a secvențelor evaporitice și morfologia agregatelor autigene.

*Lipsa vegetației* în aria-sursă este o altă condiție pentru accelerarea clastogenezei, iar absența ei în spațiile de acumulare a sedimentelor ușurează mult migrarea corpurilor de sedimente.

Cantitatea totală de microclaste transportate de vânt spre bazinele marine și oceanice este apreciată la $0{,}6–10^{14}$ g/an, ceea ce reprezintă după Garrels și Mackenzie (1971) cca 25% din cantitatea de sedimente pelagice care se acumulează în zonele abisale și hadale.

BCU IASI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

**Procese şi produse; faciesuri-diagnostic**

În mediile deşertice, cele mai active sunt procesele fizico-mecanice urmate, în mediile sabkha, de procesele chimice. În erguri, pe suprafaţa cuverturilor de nisip, se conservă, uneori, şi urme ale activităţii animale; în paleosoluri, atunci când se identifică, se conservă urme de rădăcini.

*Procese fizico-mecanice*

Într-o secţiune transversală printr-o zonă deşertică se succed hamade, seriruri, erguri cu sectoare de interdune, ueduri şi mici cuvete lacustre. Mediul arid în care acestea se află, temperaturile ridicate şi variaţiile diurne produc insolaţii puternice şi procese de *termoclastie*. Dilataţii şi contracţii repetate provoacă dezagregări granulare şi transformă rocile masive şi blocurile fisurate într-un detritus arenitic, nisipos şi siltic-prăfos.

Vânturile puternice antrenează prin *deflaţie* clastele nisipoase şi prăfoase de pe suprafaţa hamadelor din zonele cu acumulări de pietriş mai grosier şi le transportă, în suspensie, spre erguri. Suspensiile au un rol eroziv asupra zonelor care le stau în cale – masive de roci, blocuri, martori etc. – pe care le şlefuiesc prin procesul de *coraziune*.

Deflaţia lasă, acolo unde blocurile din substrat sunt acoperite de un strat subţire de nisip, *pavaje de deflaţie* alcătuite din bolovănişuri şi pietrişuri cu faţete angulare (*dreikanter*), lustruite sau lăcuite. Dezvoltate cu continuitate, acestea alcătuiesc faciesurile de serir (fig. 2.6 şi 2.7).

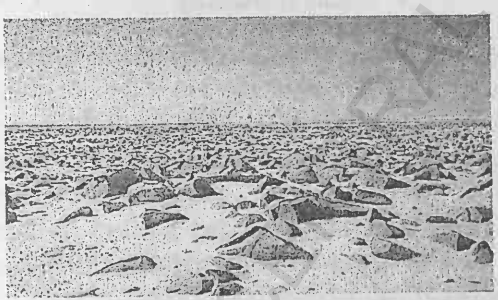


Fig. 2.6. Deşert pietros – zonă de serir – cu pavaj de deflaţie în deşertul Libiei, Africa de Nord (foto Danielescu, 2000).

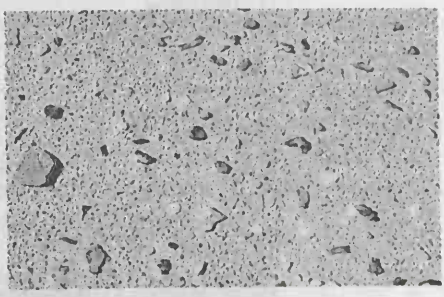


Fig. 2.7. Suprafaţa unui pavaj de deflaţie în zona de serir a deşertului de la Hurgada, Egipt. Galeţii au profil triunghiular şi suprafaţa lăcuită (*dreikanter*) (foto Anastasiu, 2002).

*Transportul clastelor* este efectuat de mişcarea aerului, a cărei forţă de transport faţă de apă (la o viteză identică) este de circa 300 de ori mai mică. Aerul, fiind un mediu cu viscozitate mult mai redusă, va deplasa, de regulă, claste cu dimensiuni milimetrice şi submilimetrice (diametrul mediu al particulelor din depozitele eoliene este de 0,25 mm), iar viteza vântului necesară pentru a antrena astfel de particule este de 5 m/s.

Cu toate că mecanismele prin care sunt deplasate clastele în mediul subaerian se supun aceloraşi legi care guvernează şi dinamica granulelor în mediul subacvatic (de ex. tracțiunea, suspensia), efectele acțiunii eoliene sunt, întotdeauna, specifice (Anastasiu, 1998).

Tracțiunea clastelor de către vânt generează la interfața sediment necoeziv – aer un *covor de tracțiune* cu o înălțime variabilă de 3–6 cm, în cadrul căruia mişcarea particulelor este diferențiată, iar forțele de forfecare sunt din ce în ce mai active spre partea superioară a covorului. În partea sa de jos, clastele se mişcă prin *alunecare*, datorită forțelor de inerție şi coliziunii cu alte particule, precum şi prin *saltație*, datorită forței de impact a aerului în partea de sus a „covorului" (fig. 2.8). Viteza inițială necesară unui curent de aer pentru a antrena claste de 1–1,5 mm este apreciată la 9–12 m/s; clastele cu dimensiuni centimetrice (5–10 cm) pot fi rostogolite pe distanțe mici. Atunci când viteza vântului creşte foarte mult, granulele lutitice, siltice şi, uneori, arenitice, sunt ridicate şi menținute în curent formând o *suspensie eoliană* (a cărei încărcătură de praf poate ajunge până la 800–900 t/km$^3$ aer). În raport cu aria-sursă din care provin clastele şi cu înălțimea în atmosferă până la care se poate ridica o suspensie eoliană, se disting două situații frecvente (Friedman, 1978).

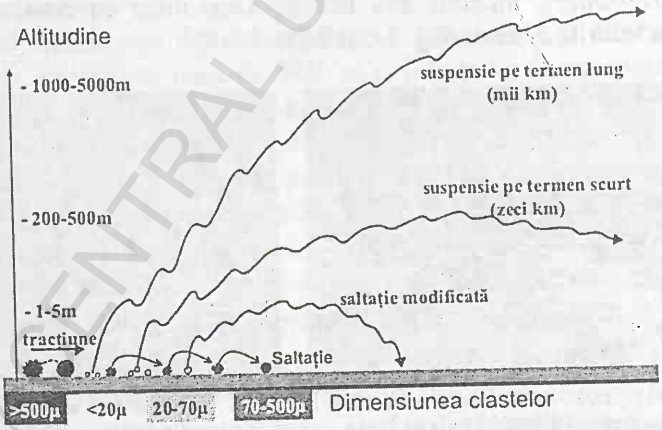



Fig. 2.8. Mecanisme de transport al prafului şi microclastelor prin acțiunea vântului în zonele deşertice (după Einsele, 2000).

Anume:

– suspensii de mică altitudine (2–5 km), constituite din particule aparținând unei surse uşor de precizat şi deplasate pe distanțe reduse față de aceasta; curenții eolieni pierd treptat particulele transportate şi generează strate din ce în ce mai subțiri, alcătuite din granule cu diametrul din ce în ce mai mic (de exemplu, în

BCU IAŞI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

loessul din China sunt recunoscute claste din deşertul Gobi, iar în cel din Câmpia Panonică apar claste de origine sahariană);

– suspensii de mare altitudine (10–15 km), unde clastele ajung rar şi nu li se poate stabili aria-sursă. Ele sunt deplasate sub forma „norilor de praf", la distanţe de mii de km de locul pătrunderii în păturile înalte ale atmosferei, iar depunerea lor se face târziu şi, de regulă, sub influenţa unor curenţi de aer descendenţi. Se cunosc cazuri când astfel de nori au înconjurat de câteva ori Globul pământesc; de exemplu, cenuşa aparţinând vulcanului Hekla (Islanda) a fost deplasată timp de 51 de ore cu o viteză de 75 km/h, pe o distanţă de peste 3 800 km.

*Depunerea suspensiilor* eoliene urmează legi similare cu acumularea suspensiilor din apă, conform cărora procesele de sedimentare – decantare sunt controlate de raza particulei, greutatea ei specifică, formă, viscozitatea mediului, acceleraţia gravitaţiei în punctul considerat etc. Din date experimentale şi observaţii de teren generalizate, s-a conchis că viteza de cădere în aer a particulelor, considerate sferice şi având dimensiuni şi greutăţi specifice identice, este de circa 30–50 de ori mai mare în aer decât în apă. Această diferenţă tinde să se reducă mult dacă dimensiunile clastelor luate în consideraţie sunt mai mici. Datorită viscozităţii şi densităţii foarte mici a aerului, acumulările eoliene vor fi alcătuite din particule cu dimensiuni apropiate, chiar dacă greutăţile lor specifice sunt diferite. Această comportare explică situaţiile frecvente în care sedimentele din zonele deşertice au o *sortare bună* (sunt alcătuite din fracţiuni granulometrice apropiate) (Wilson, 1972; Brookfield, Ahlbrandt, 1983).

Graţie aceloraşi proprietăţi ale curenţilor de aer, prin deflaţie se conturează tendinţa de a fi ridicate în suspensie doar clastele mici, *sferice* şi cu *grad bun de rulare*. Îndepărtarea fracţiunii fine dintr-un sediment necoeziv, uscat şi slab sortat provoacă, dincolo de consecinţele resimţite în procesul de acumulare, „ridicarea" valorii dimensiunii medii a clastelor rămase *in situ* şi o mai bună sortare a depozitului respectiv. Detritusul rămas pe loc este mai grosier şi, implicit, mai angular; în timp, prin deflaţie prelungită şi coraziune, se naşte *pavajul de deşert* (care defineşte zonele de *serir*).

Pe lângă aceste aspecte, transportul eolian favorizează o coraziune a granulelor de circa 100–1 000 de ori mai mare decât cea din mediul acvatic şi determină o rotunjire a tuturor granulelor cu $d > 0{,}03$ mm (clasa granulometrică la care prelucrarea sub apă nu poate modifica rotunjimea particulelor). În urma coliziunii eoliene intergranulare, prin şlefuire şi impact, la suprafaţa clastelor apar noi trăsături exoscopice (morfoscopice): *microcratere de impact*, *creste meandrate*, *cavităţi semilunare* şi *cavităţi în „V"*.

Modificările structurale superficiale şi interne suferite de sedimentele antrenate şi acumulate prin acţiunea vântului sunt numeroase şi apar, succesiv, pe măsura creşterii vitezei acestuia. Procesele de deflaţie reactivează nisipuri deja depuse şi creează suprafeţe erozionale.

BUCHAREST UNIVERSITY LIBRARY

Dintre cele mai caracteristice faciesuri, la diferite scări, în **erguri** se recunosc: *dune*, *interdune* şi *cuverturi de nisip*. Stratificaţiile oblice tabulare şi ondulaţiile eoliene sunt structurile frecvente.

***Dunele*** reprezintă acumulări mari de nisip, având lungimea bazei între 10 şi 500 m şi fiind conturate în morfologia zonelor deşertice ca *megaondulaţii* (fig. 2.9). Crestele lor, adesea transversale şi rectilinii pe direcţia vântului („dune transversale"), se pot curba, devenind semilunare (*barcane*) sau pot evolua paralel cu direcţia vântului („dune longitudinale"). Crestele ondulaţiilor eoliene şi ale megaondulaţiilor, datorită fenomenelor de deflaţie, păstrează fracţiunile granulometrice grosiere (fig. 2.10). Flancurile scurte, care înclină spre direcţia de transport a materialului (deci de înaintare a vântului) se identifică de foarte multe ori cu suprafaţa laminelor oblice frontale ce caracterizează structura internă a dunelor (materialul tractat pe flancul lung al ondulaţiilor ajunge să se rostogolească frontal şi să genereze o lamină oblică). Astfel de structuri interne sunt similare cu cele generate în mediul fluviatil. Urmărind mecanismul lor de formare, sesizăm că atât ondulaţiile eoliene, cât şi dunele sunt structuri mobile care migrează într-un ritm invers proporţional cu lungimea şi înălţimea lor (Hesp, Fryberger (Eds), 1988; Davis, 1992, Chan, Archer, 2003).

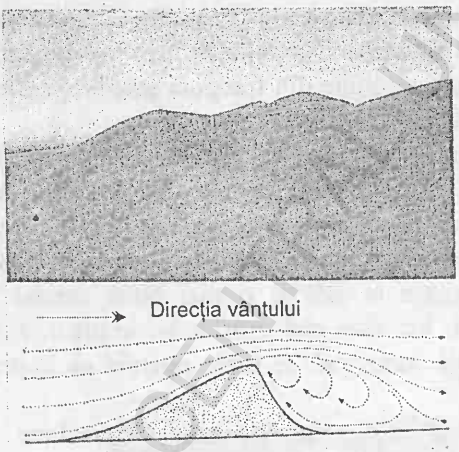



Fig. 2.9. Complex de dune asimetrice generate de vânturi constante cu direcţie preferenţială şi structurile oblice, tabulare născute în aceste condiţii. Great Sand Dunes, Colorado, S.U.A. (foto Anastasiu, 1994).

Fig. 2.10. Ondulaţii de curent eolian (*eolian ripple*) pe flancurile unor dune transversale, Africa de Nord (foto Măldărescu, 1972).

***Interdunele*** se dezvoltă între câmpurile de dune şi au trăsături proprii. Ele apar şi evoluează prin procese erozionale şi depoziţionale (Ahlbrandt, Fryberger, 1981).

Interdunele erozionale sunt culoare eoliene în care vântul, prin deflaţie, lasă pavaje şi descoperă sedimente mai vechi, pietrişuri, blocuri (fig. 2.11).

Interdunele depoziţionale sunt zone acumulative în care depuneri eoliene de nisip pot alterna cu depuneri din apă. Nivelul hidrostatic controlează stabilitatea lor (Galloway, 1983; Walker, 1984; Reading, 1996).

***Cuverturile*** sau ***draperiile de nisip*** au grosimi decimetrice sau metrice, extinderi laterale mari şi pot apărea interstratificate cu nivele depuse din curenţi de apă efemeri. În structura lor internă se disting stratificaţii oblice tabulare cu unghi mic, sugerând viteza mare a vânturilor care le-au generat. Partea terminală a unităţilor stratale poate prezenta urme (suprafeţe) erozionale, bioturbaţii şi urme de rădăcini. La suprafaţa nivelelor siltice şi lutitice se conservă crăpături de uscare şi urme ale picăturilor de ploaie (Ahlbrandt, Fryberger, 1981).

Fig. 2.11. Câmp de interdune echivalent cu un culoar de eroziune eoliană în care a apărut un „pavaj de deflaţie", deşertul libian (foto Danielescu, 2000).

Sedimentele dunelor, ale draperiilor de nisip şi parţial ale interdunelor (fracţia arenitică) constituie – în termeni genetici – „eolianite", adică sedimente transportate şi depuse prin acţiunea curenţilor eolieni. Se caracterizează din punct de vedere granulometric prin fracţiuni cu Md[1] = 0,18–0,28 mm şi o cantitate de silt şi argilă până la 1,5%; sortarea (după Trash) este bună şi foarte bună (fig. 2.12 şi 2.13). Din punct de vedere morfometric se caracterizează prin sfericitate mare, grad de rotunjime ridicat (Ro pe scara Krumbein > 0,5) şi efecte superficiale vizibile (cratere de impact, creste meandrate şi cavităţi în „V").

Din punct de vedere mineralogic se constată abundenţa cuarţului, cu suprafeţe roşii, de oxidaţie, dar şi existenţa speciilor uşor alterabile: feldspaţi, carbonaţi, gips; fracţiunea grea poate depăşi 5%, iar cantitatea de mică şi clorite este în jur de 1%. În zonele litorale, ele sunt foarte bogate în bioclaste; clastele de sulfaţi sau de sare nu sunt excluse. Culoarea clastelor este adesea roşie şi se datoreşte acoperirii lor, în timp, cu o peliculă de oxizi de fier; în depozitele vechi, datorită diagenezei, această culoare este mult mai evidentă. La suprafaţa corpurilor de nisip mai apar urme de reptaţie,

[1] MD (mediana) = percentilul de 50% citit pe o curbă granulometrică cumulativă.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

striuri circulare date de balansul sau rotirea unor plante, urme ale picăturilor de ploaie etc. *Ondulațiile eoliene* (*eolian ripple*) (cu lungimea de undă între 2,5 și 25 cm) au un grad mare de asimetrie, indicele de ondulare este între 30–70 și prin aceste caractere se deosebesc de ondulațiile de valuri și cele de curent acvatic.

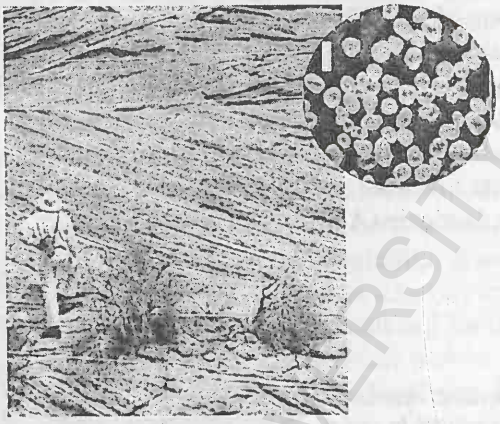


Fig. 2.12. Megastratificații oblice tabulare în Gresia de Navajo, Jurasic, Arizona, S.U.A., cu un detaliu redând sortarea bună, sfericitatea ridicată și gradul de rotunjime mare al granulelor de nisip (foto Vârban, 2004).

**Faciesurile wadi** sunt definite de *conuri de dejecție* și *aluviuni sporadice*: în zonele de piemont, la baza hamadelor se aliniază conuri aluviale alcătuite din fanglomerate (cu structuri interne de tip *debris flow*) și curgeri de noroi cu sortare slabă. Aluviunile din lungul văilor seci, cu multă fracțiune argiloasă, antrenează și nisip eolian; uneori, prezintă laminație oblică încrucișată (Tufescu, 1966; Reineck, Singh, 1980).

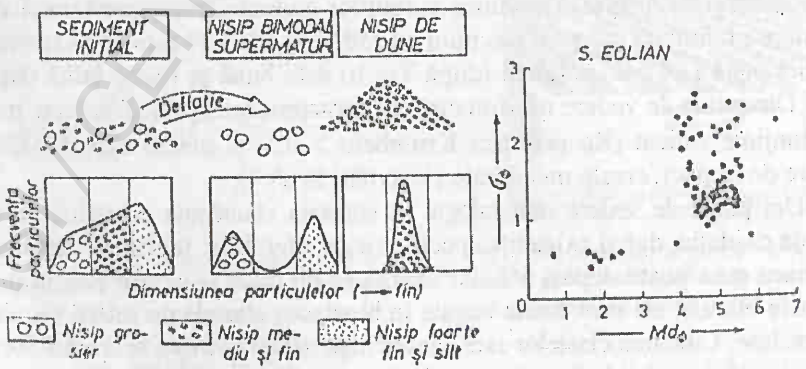



Fig. 2.13. Parametri granulometrici ai nisipurilor eoliene și evoluția sortării de la un sediment inițial la nisipul de dune (după Jipa, 1987).

BCU IAȘI / CENTRUL UNIVERSITY LIBRARY

*Procese chimice*

În multe lacuri din deşerturi, mâlurile clastice de pe fundul lor se asociază cu produse chimice depoziţionale sau postdepoziţionale.

**Faciesuri lacustre şi sabkha.** În zona lacurilor efemere endoreice (de tip „playa" sau „salinas") şi în sectoarele limitrofe se depun sedimente pelitice (mâluri) cu laminaţie paralelă (adesea ciclică, de tip *ritmit*), se conturează poligoane de contracţie şi precipită nivele evaporitice (cu halit, gips, anhidrit); de asemenea, la suprafaţa sedimentelor emerse şi la marginea lacurilor secate apar cruste şi eflorescenţe (*salcret, gipcret* chiar *fericret*) (Eugster, Hardie, 1978; Friedman, Sanders, 1978; Talbot, Holm, Williams, 1994; Benison, Goldstein, 2000).

Apele sărate pot proveni din afara bazinului, pot fi legate de izvoare termale asociate cu vulcanism sau se pot forma local, prin evaporare puternică; în acest ultim caz, chimismul lor, de regulă foarte variabil, reflectă natura geologică a substratului.

Mineralogia evaporitelor continentale este dominată de prezenţa carbonaţilor de sodiu (shortit şi trona- $Na_2H(CO_3)_2.2H_2O$) şi a sulfaţilor de sodiu (mirabilit, thenardit, gaylussit, glauberit), alături de care mai apar: halit, gips şi, foarte rar, boraţi – $Na_2B_4O_7.10H_2O$), nitraţi (salpetru de Chile – $NaNO_3$, salpetru de potasiu – KNO3) şi fosfaţi.

În lacurile sărate (ex. Lop Nor – China, Great Salt Lake – S.U.A., Amara – România) sau în mări închise cu regim endoreic (ex. Golful Kara Bugaz, Marea Moartă), evaporitele formează strate de grosimi centimetrice sau metrice, foarte rar de zeci de metri şi sunt caracterizate prin zonalitate areală: sărurile mai puţin solubile sunt prezente pe marginile lacurilor, iar cele foarte solubile, în centrul lor. Prin cristalizarea completă a apei rămân „lacuri" uscate sau aşa-zisele *salar* cu evaporite reziduale şi frecvente poligoane de contracţie la suprafaţa lor.

La suprafaţa sedimentelor deşertice din regiuni care se pot identifica cu sabkha continentală – de exemplu, în Kazahstan, Tibet, Afganistan, Iran, Chile – deşertul Atacama, Valea Morţii (S.U.A.), Africa de Nord – se individualizează eflorescenţe de săruri sau cimentări locale ca urmare a ascensiunii capilare a soluţiilor sărate din apropierea unor astfel de lacuri sau surse subterane. Pe solurile din aceleaşi regiuni, bine deschise în Orientul Mijlociu şi Africa de Nord apar duricruste evaporitice alcătuite preponderent din gips sau sare gemă (gipcret, salcret) (Eugster, Hardie, 1978; Allen, Collinson, 1986; Anadon, Cabrera, Kelts, 1991).

**Asociaţii litologice; arhitecturi specifice**

Morfologia şi, implicit, arhitectura corpurilor de sedimente născute în sistemul deşertic exprimă condiţiile care le-au generat şi, de aceea, ele apar foarte diferite.

**Pavajele de deflaţie** din seriruri au forme tabulare şi extinderi laterale mari la baza hamadelor şi în vecinătatea ergurilor.

BCU CLUJ / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

**Dunele**, în funcție de direcția și forța vântului, de alternanța sezoanelor uscate și umede, capătă morfologii forate variate (dune liniare sau longitudinale, transversale, circulare, în formă de stea sau parabolice, semicirculare, numite barcane, piramidale sau draas, cu înălțimi de până la 400–450 m) (fig. 2.14). Ele sunt rezultatul unui „eveniment eolian" de acumulare a nisipului, urmat, în timp, de procese erozionale, de îndepărtare a unei cantități de nisip din constituția dunei (Wilson, 1972; Reading, 1996; Pye, Tsoar, 1990).

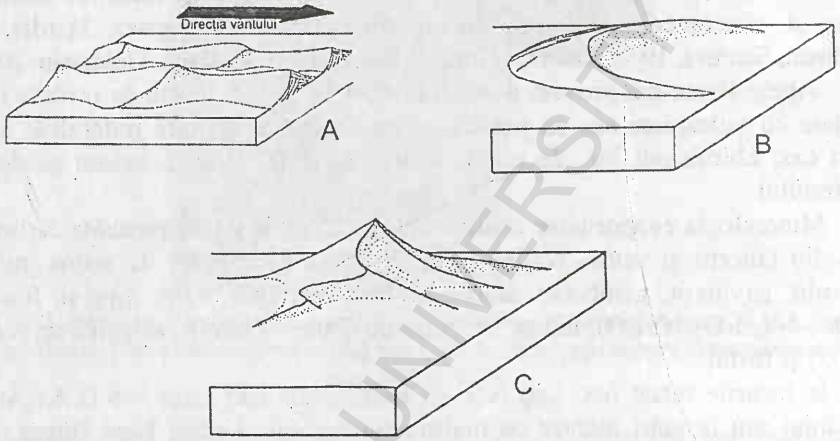



Fig. 2.14. Tipuri morfologice de dune și geometrii specifice: A – dune longitudinale; B – dune semicirculare (barcane); C – dune stelate (după Reading, 1996).

Un eveniment eolian poate fi caracterizat printr-un structofacies distinct și delimitat de unitățile învecinate prin suprafețe construcționale sau erozionale (adesea plane) formate prin deflație sau spălare. Astfel, se pot distinge:

– **suprafețe de ordinul I**: sunt suprafețe nete, continui, care intersectează toate structurile eoliene subiacente; ele corespund cu suprafețele de migrare a dunelor compuse și complexe de tip *draa*; coincid și cu suprafața nivelului hidrostatic (deasupra căruia vechile structuri eoliene sunt stricate prin deflație);

– **suprafețe de ordinul II**: înclină în direcția vântului cu unghiuri variabile; aparțin dunelor transversale sau migrării laterale a dunelor longitudinale;

– **suprafețe de ordinul III** sau suprafețe de reactivare: sunt suprafețe de strate sau lamine, reprezentând „unități frontale" de eroziune și redepunere.

O succesiune verticală de faciesuri eoliene într-o dună cuprinde (de jos în sus):

– pavaj de deșert (*lag sediment*, grosier);

– pânze stratiforme de nisip cu *wind ripple lamination* și *parallel lamination*;

– nisip cu *large-scale foresets of grain-fall lamination* și *sand flow*;

– nisip cu *climbing ripple lamination* și *plane bed lamination*.

BCU IAȘI - BIBLIOTECA UNIVERSITY LIBRARY

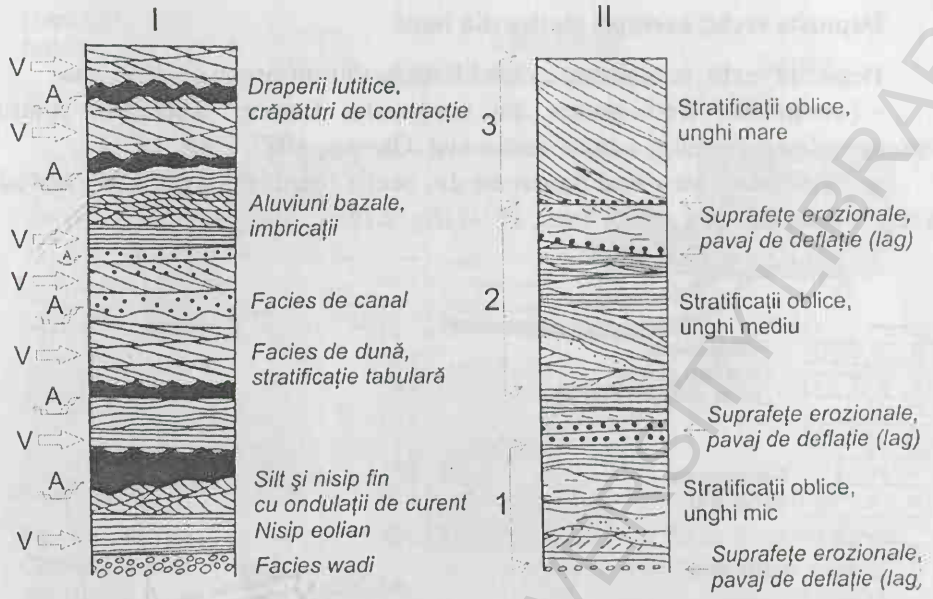



Fig. 2.15. Asociații de faciesuri în seçvenţele eoliene din Great Sand Dunes, Colorado, S.U.A. Coloana I redă alternanţe de faciesuri formate prin evenimente eoliene (de climat arid) şi evenimente acvatice (de climat umed), iar coloana II, evoluţia unor microsecvenţe datorită modificării treptate (1, 2, 3) a vitezei vântului (trecerea de la stratificaţii cu unghi mic la stratificaţii cu unghi mare) (Boggs Sam, 1987).

Variaţiile laterale de facies ale depozitelor eoliene continentale, deşertice (*inland*) se fac spre depozite de tip *playa* (sabkha continental), conuri aluviale sau câmpii aluviale. Dunele de coastă trec lateral în faciesuri litorale, tidale sau non-tidale.

Conservarea faciesurilor eoliene în coloanele litologice se realizează greu; dunele continentale pot fi erodate prin spălare (la schimbări climatice), iar cele litorale, prin acţiunea mării (în momente de înălţare a nivelului de bază); materialul eolian este redistribuit (fig. 2.15).

**Conurile aluviale**, cu morfologii tipice, mai groase în zona de descărcare a curenţilor de apă efemeri sunt localizate la baza hamadelor sau ariilor înalte şi se pierd spre erguri. Ele îmbracă aceleaşi faciesuri cu cele din zonele temperate (vezi şi sistemul fluviatil). De asemenea, pot atinge grosimi de ordinul zecilor de metri şi pot acoperi suprafeţe de zeci şi chiar sute de $km^2$ (Blissenbach, 1954; Rachocki, 1982).

**Secvenţele de wadi** înregistrează alternanţe ale unor unităţi depoziţionale acvatice cu unităţi eoliene. Unităţile acvatice sunt grosiere, ruditice şi arenitice (în facies de aluviuni bazale şi bare, cu imbricaţii şi stratificaţii oblice), iar unităţile eoliene sunt arenitice şi siltice (cu laminaţii oblice şi ondulaţii eoliene).

BCU IASI - CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

**Depozite vechi; exemple clasice din lume**

**Depozite vechi,** considerate ca fiind formate într-un sistem deşertic, sunt:

– Formaţiunea Rotliegendes din nord-vestul Europei (Permian), pentru depozite eoliene, de ued şi sabkha continental (Glennie, 1972; Steel, 1974);

– Formaţiunea New Red Sandstone din Scoţia (Permian), pentru con aluvial în regim uscat (Laming, 1966; Steel, 1974) (fig. 2.16);

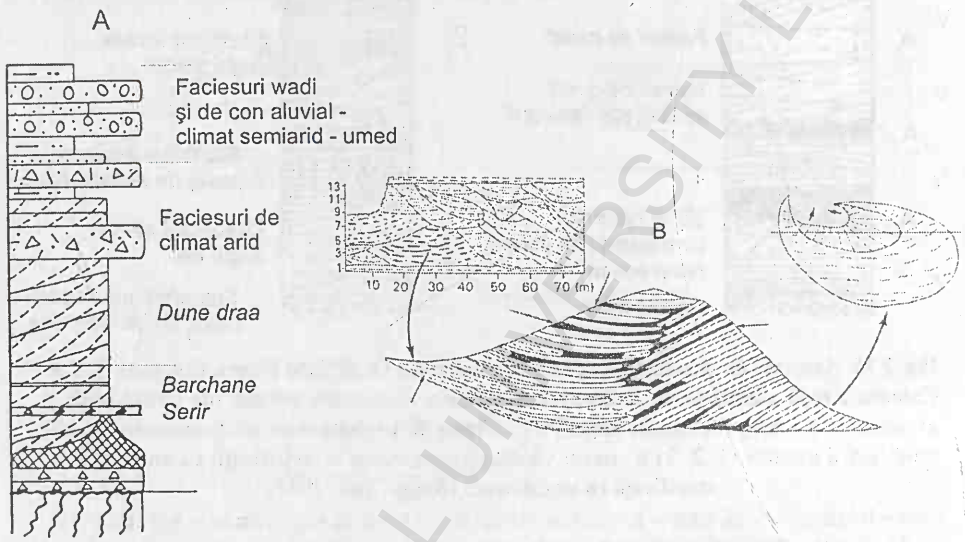



Fig. 2.16. Coloană litologică redând o secvenţă *coarsening-up* (CUS) în depozitele permiene din Europa de Nord, în care sunt evidenţiate modificări climatice (A) (după Brookfield, Ahlbrandt, 1983) şi structurile interne ale Formaţiunii de Entrada, Colorado (B) (după Kocurek, 1981).

– Formaţiunea Exe Group din Anglia (Permian), pentru faciesul wadi;

– Formaţiunea Gipsdalen din Groenlanda (Triasic), pentru depozite eoliene (dune) şi sabkha continental;

– Formaţiunea Gresiei de Navajo din vestul S.U.A. (Jurasic inferior), pentru depozite eoliene;

– Formaţiunea de Summerville din Utah – S.U.A. (Jurasic superior), pentru sabkha continental;

– Formaţiunea de Botucatu din bazinul Parana, Brazilia (Jurasic–Cretacic).

Dintre formaţiunile vechi cu evaporite continentale, cea de Green River (Eocen) (fig. 2.17) din vestul S.U.A. a fost foarte bine studiată. Astăzi, ea reprezintă o asociaţie de dolomicrite şi argile bituminoase, în care se intercalează peste 25 de strate de trona cu shortit şi halit, cu grosimi variabile (1–13 m) şi dezvoltări în suprafaţă de ordinul miilor de km$^2$.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

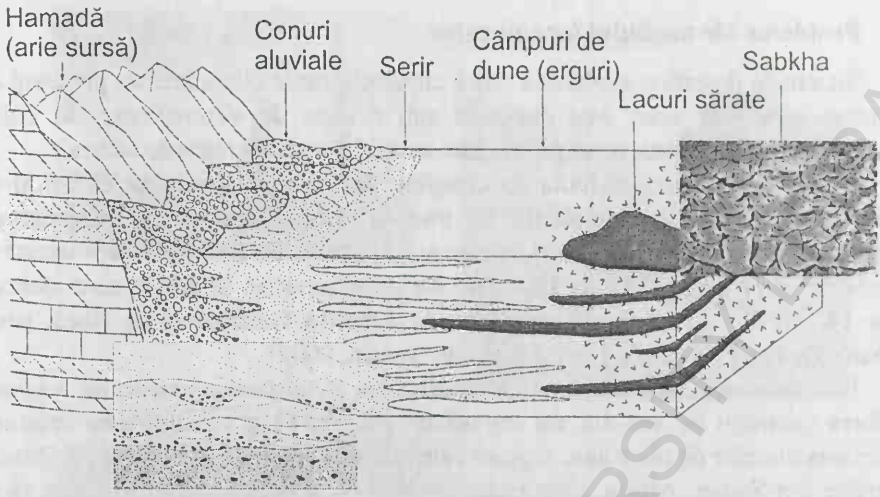



Fig. 2.17. Blocdiagramă pentru modelul de facies al Formaţiunii Green River Formation, Colorado, S.U.A., elaborat de Smoot, 1978, este detaliată structura internă a conurilor aluviale şi sunt redate poligoanele de contracţie specifice domeniilor sabkha (după Davis, 1992).

## Resurse minerale şi energetice

Resursele asociate faciesurilor deşertice exprimă capacitatea acestora de a fi bune rezervoare de fluide (hidrocarburi sau apă), de a avea calităţi de ecrane în capcanele pentru petrol şi gaze, de a putea concentra substanţe radioactive cu potenţial energetic sau de a constitui, pur şi simplu, resurse minerale nemetalifere exploatabile.

Astfel, sunt cunoscute ca importante rezervoare de hidrocarburi faciesurile nisipoase (grezoase) de dune ale unor formaţiuni jurasice din vestul S.U.A.

O parte din Formaţiunea de Rotligendes (Permian), în faciesul dunelor din Marea Nordului are caracter de rezervor pentru petrol şi gaz metan. Faciesul interdunelor din aceeaşi formaţiune joacă rol de ecran.

Concentraţii de uraniu cu poziţie epigenetică se exploatează din Formaţiunea Poison River Basin (S.U.A.).

În zonele deşertice cu ariditate accentuată, în ariile de tip playa sau salar (Atacama – Chile, Bolivia, în Africa de Nord, Tibet) există concentraţii mari de minerale evaporitice (Talbot, Holm, Williams, 1994).

Salpetrul de Chile ($NaNO_3$) se exploatează în Chile – Atacama, boraxul ($Na_2B_4O_7.10H_2O$) formează concentraţii importante în jurul unor lacuri din Tibet şi în Clear Lake, California, iar trona ($Na_2H(CO_3)_2.2H_2O$) se extrage la Fezzan lângă Tripoli, Libia, la Soda Lake, S.U.A. sau în zona Lacului Ciad, Africa.

BCU ACADEMIC CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

### Probleme ale mediului înconjurător

Sistemele deşertice evoluează odată cu modificările climatice, iar procesul de extindere a acestor zone este cunoscut sub numele de *deşertificare*. În ciuda dezvoltării sale mai lente, acest proces este astăzi încadrat la hazarde naturale.

Deşertificarea este un fenomen complex care ține de încălzirea climei şi de reducerea cantității de precipitații, de intensificarea vânturilor şi de creşterea evaporației. Procesul acționează în zonele aride, semiaride şi subumede – uscate şi afectează, în prezent, 25% din suprafața uscatului terestru: în Africa sunt afectate peste 14 mil. km$^2$, în Asia 10 mil. km$^2$, în America Centrală şi de Nord, peste 4,5 km$^2$ (Drummond *et al.*, 1995; Bălteanu, Şerban, 2005).

Deşertificarea se manifestă prin reducerea şi dispariția covorului vegetal, scăderea cantității de apă din sol urmată de salinizarea şi alcalinizarea acestuia, antrenarea dunelor de nisip spre regiuni cultivate sau acoperite de vegetație. Zonele deşertice din Sudan, Africa, s-au extins cu 90–100 km în 7 ani şi continuă să se extindă în Asia, Australia, America de Nord.

### Repere sedimentologice; criterii de identificare

Sistemul deşertic este caracterizat de ambiante diferite de sedimentare conturate de preponderența pe care o au evenimentele eoliene (generatoare de dune, interdune şi cuverturi – draperii – de nisip (fig. 2.18)), procesele torențiale din timpul precipitațiilor (generatoare de conuri aluviale şi faciesuri de wadi, canaliforme) şi procesele chimice stimulate de evaporație, în ariile depresionare de tip *playa* sau *salinas* (lacuri sărate şi domenii sabkha). Nu trebuie acceptate criterii generale de recunoaştere a „sedimentelor deşertice".

#### *Faciesurile eoliene din dune şi draperiile de nisip*

• Sursa sedimentelor din erguri, principalele arii în care se formează dune, este diferită: zonele limitrofe înalte, lipsite de vegetație şi hamadele cu o clastogeneză avansată constituie sursa de nisip şi praf pe care vântul o transportă, în suspensie, spre ariile depresionare. Albiile secate ale râurilor din deşert sau suprafețele coluviilor sunt, frecvent, alte surse de nisip.

• Granofaciesurile clastice sunt dominate de fracțiuni arenitice, nisipoase, cu sortare foarte bună; fracțiunile granulometrice predominante au Md = 125–300 microni, iar fracțiunea pelitică este sub 5%.

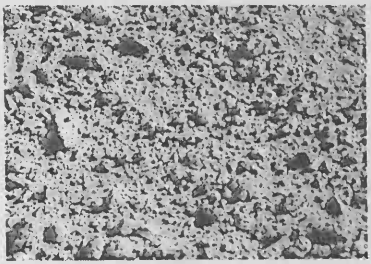
• Indicele de rotunjime al clastelor este ridicat, iar sfericitatea este mare. Excepțiile se găsesc în pavajele de deflație în care clastele prezintă fațete mătuite şi muchii ascuțite. Craterele de impact eolian sunt trăsături morfoscopice specifice.

• Structofaciesurile frecvente sunt definite de laminații şi stratificații oblice tabulare, cu unghiuri de 20–30°. Ondulațiile eoliene (*eolian ripple*) au un grad de asimetrie ridicat.

BCU ALEXANDRU CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Structuri erozionale

Structuri depoziționale acvatice



Structuri de grain flow

Structuri superficiale

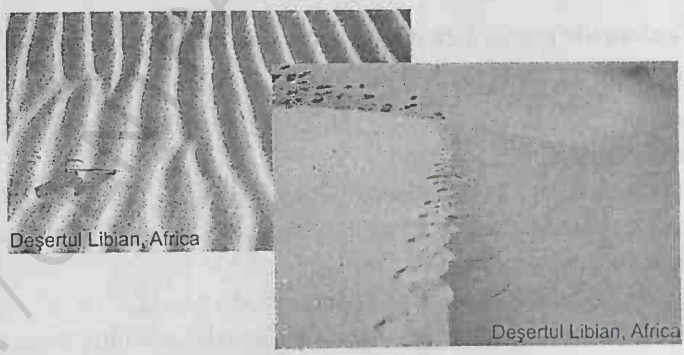



Fig. 2.18. Structuri sedimentare specifice domeniului eolian.

• Petrotipurile specifice dunelor sunt *siliciclastice* – nisipuri cuarțoase, cuarțo-feldspatice, rar carbonatice; pelicule de hematit imprimă clastelor o culoare roșie.

• Arhitectura dunelor este variată; corpurile nisipoase se extind pe suprafețe considerabile (zeci de mii de $km^2$), iar seturile unui eveniment eolian ating grosimi

de ordinul metrilor şi al zecilor de metri. Secvenţele CUS caracterizează, uneori, faciesurile siliciclastice, atunci când evenimentele eoliene sunt urmate de evenimente torenţiale, în prezenţa apei. Limitele dintre secvenţe sunt marcate de suprafeţe plane (corpuri tabulare) şi, mai rar, de ondulaţii asimetrice.

***Faciesurile torenţiale din conurile aluviale şi canalele wadi***

• Sursa sedimentelor este clară: depozitele preexistente din aria bazinului hidrografic (torenţial) care se instalează (în momentele cu precipitaţii) pe versanţii înclinaţi din vecinătatea zonelor deşertice. Cu cât zonele sunt mai înalte, cu atât sursa este mai activă.

• Granofaciesurile clastice sunt dominate de fracţiuni ruditice, mai rar arenitice; fracţiunea lutitică poate forma draperii subţiri la suprafaţa conurilor. Adesea, însă, aceasta este îndepărtată ulterior prin deflaţie. Sortarea este slabă.

• Indicele de rotunjime este redus, iar sfericitatea variabilă.

• Structofaciesurile sunt neorganizate, determinate de curgeri în masă (de tip *debris flow*). Se pot întâlni şi imbricaţii.

• Petrotipurile asociate dunelor sunt *siliciclastice* – pietrişuri polimictice descrise ca *fanglomerate*, parţial cimentate; galeţii moi pot fi prezenţi, iar mineralele instabile chimic (amfiboli, piroxeni) se pot conserva. Pot fi cimentate cu gips, anhidrit, calcit.

Arhitectura conurilor aluviale este tipică; formează corpuri izolate sau înlănţuite, cu secţiune lenticulară. Acoperă pavaje de deflaţie sau dune. Secvenţele FUS sugerează încheierea evenimentului torenţial prin decantarea fracţiilor fine. Suprafeţele de separaţie prezintă crăpături de uscare.

***Faciesurile evaporitice din lacurile sărate şi domeniile sabkha***

Faciesurile sedimentare în lacurile sărate şi domeniile sabkha (cunoscute ca medii *playa* sau *salinas*) sunt controlate de procese chimice, în condiţiile unor medii aride cu evaporaţie intensă.

• Sedimentele clastice sunt lutitice (mâluri) şi însoţite de poligoane de contracţie umplute cu nisip; suprafaţa lor poate conserva şi picături de ploaie sau cruste evaporitice.

• Sedimentele chimice sunt dominate de asociaţii de minerale evaporitice: gips, anhidrit, halit, săruri delicvescente (în zonele cu ariditate excesivă se conservă azotaţi de Na şi K, carbonaţi de Na – trona – sau minerale de bor).

• Rar, se conservă spori, polen sau diferite tipuri de alge.

Faciesurile deşertice, în ansamblul lor, se pot asocia, vertical şi lateral, cu alte depozite continentale: fluviale, lacustre sau litorale. O secvenţă idealizată începe cu faciesuri playa (lacustre), continuă cu faciesuri eoliene (dune şi interdune) şi se încheie cu faciesuri coluviale (conuri de dejecţie).

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

## 4.2. SISTEMUL GLACIAR

În zonele cu temperaturi medii anuale apropiate de zero grade, acolo unde precipitațiile cad sub formă de zăpadă, acumularea și conservarea acesteia conduc la apariția gheții și la formarea ghețarilor. Răspândirea pe Glob a ghețarilor este controlată climatic, latitudinal și altitudinal. Ghețarii ocupă atât regiuni continentale, cât și zone marine, acoperind, astfel, cca 10% din suprafața Globului terestru și înmagazinând 69% din resursele de apă dulce ale Terrei (Hambrey, 1994; Evans, 2003).

În Antarctica și Groenlanda, la sud și nord de cercurile polare, masa de gheață formează o ***calotă*** – un înveliș continuu *(inlandsis)*, dinamic, dar fragil la variațiile de temperatură.

În zonele montane, la altitudini mai mari de 4 000–5 000 m, deasupra *nivelului zăpezilor veșnice*, gheața persistă și interacționează cu rocile din substratul pe care-l acoperă și pe care curge, sub acțiunea propriei greutăți și a gravitației. Prezența gheții la mari înălțimi generează ***ghețarii de tip alpin*** care lasă, după topirea acesteia, un relief specific și depozite clastice variate. Pe toate continentele, cu excepția Australiei, există astfel de ghețari.

Atât în calote, cât și în zonele alpine, ghețarii au o dinamică proprie determinată de plasticitatea maselor de gheață și de transformările de fază ale apei sub influența schimbărilor de temperatură. Pentru menținerea lor, rata de acumulare a zăpezii trebuie să exceadă rata de topire.

### Subsisteme

*Subsisteme morfologice*

*Calota din Antarctica* acoperă continentul, are aspectul unui platou cu înălțimi variabile (între 1 500 și 4 000 m), în care grosimea gheții atinge 4 000 m. Din zona centrală spre margine se scurg limbi de gheață cu lungimi de sute de km. În jurul continentului, pe mările marginale se dezvoltă platforme de gheață plutitoare – banchize – rezultate prin înghețarea apei de mare.

O asemenea banchiză există și în Oceanul Arctic (fig. 2.19).

*Calota din Groenlanda,* cu o suprafață de 1,7 mil. km$^2$, acoperă insula de la nord la sud și are grosimi variabile (între 400 și 3 000 m). Ea este o sursă importantă de iceberguri pentru mările și oceanele înconjurătoare.

BCU CLUJ-NAPOCA UNIVERSITY LIBRARY

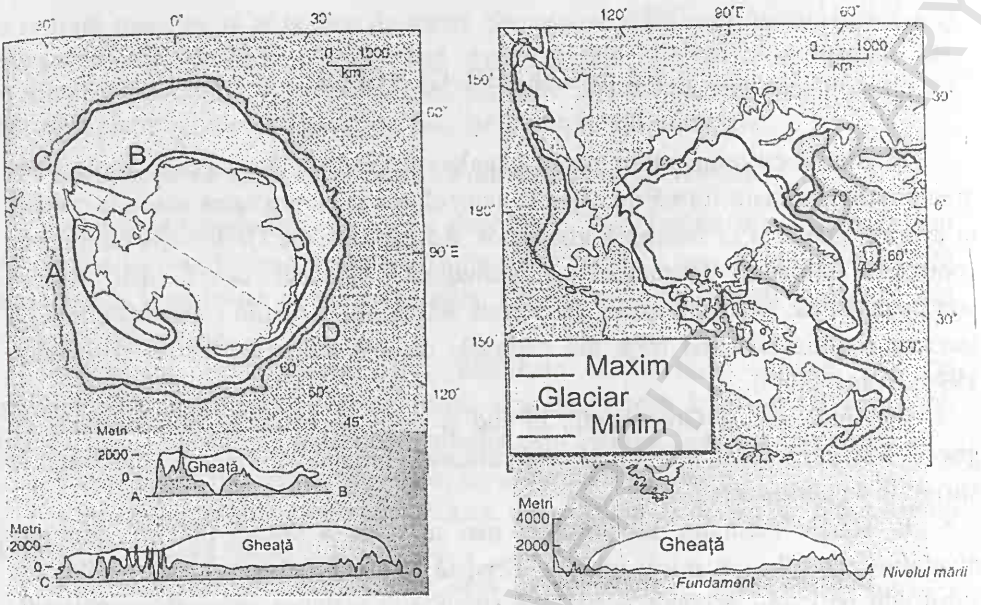



Fig. 2.19. Schița Antarcticii (**a**) și Groenlandei (**b**) cu extinderea și grosimea calotelor glaciare (după Skinner, Porter, 1995, cu modificări).

*Ghețarii alpini* sunt de două tipuri: de circ și de vale. Ei se formează în zonele montane înalte (4 500–5 000 m), la latitudinile mai joase și la înălțimi mai mici, în zona cercurilor polare. În Europa, în Alpi (în special ghețari de vale, ex. Aletsch, Jungfrau, Mer de Glace – Mont Blanc), în Pirinei (preponderent ghețari de circ), în Asia, în Pamir și Himalaya, în America de Nord, în Alaska (ghețarul Malaspina), în America de Sud, în Peru etc.

*Subsisteme dinamice*

În raport cu rolul ghețarilor în procesul de eroziune și acumulare glaciară, în cadrul unui ghețar se disting patru sectoare:

1) *sectorul subglaciar,* din lungul contactului cu substratul;

2) *sectorul supraglaciar,* de la suprafața ghețarului, aflat sub influența variațiilor climatice (sezoniere);

3) *sectorul intraglaciar* (sau *englaciar*), care corespunde masei ghețarului și nu are rol sedimentogenetic;

4) *sectorul proglaciar,* din fața calotelor glaciare sau a „limbilor" de gheață, unde au loc fenomene de topire; după mediul în care intră în legătură se deosebesc „arii de sedimentare" *glacio-marine, glacio-lacustre* și *glacio-fluviatile* (fig. 2.20).

BCU JASSY CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

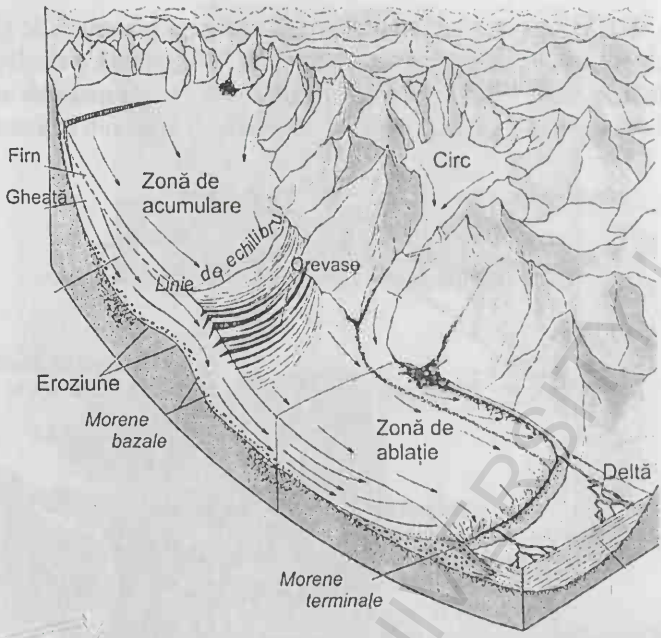



Fig. 2.20. Morfologia gheţarilor montani – tip alpin – cu amplasarea zonei de acumulare, a celei de ablaţie şi a principalelor depozite glaciare (după Skinner, Porter, 1995, cu modificări).

## Factorii sedimentării

Instalarea şi evoluţia unui sistem glaciar sunt controlate de toţi acei factori care permit transformarea apei şi, respectiv, a zăpezii, în gheaţă. Regimul climatic asociat cu poziţia geografică, latitudinală şi/sau trăsăturile geomorfologice ale unui relief montan înalt sunt principalii factori care controlează naşterea şi acumularea sedimentelor glaciare. Dinamica proprie a maselor de gheaţă şi modificările de fază prin care aceasta trece după acumulare reprezintă alte cauze care explică diversitatea proceselor ce acţionează în cadrul acestui sistem natural (Mickelson, Attig, 1999; David, 2004).

*Regimul climatic* polar şi subpolar, precipitaţiile sub formă de zăpadă şi temperaturile medii anuale sub 0°C, controlează fenomenele de acumulare a zăpezii, transformarea ei în gheaţă şi dinamica acesteia, prin curgere şi topire.

În zonele în care temperatura se află permanent sub punctul de topire a gheţii se dezvoltă gheţari „reci sau uscaţi", fără apă liberă în sistem, iar în zonele cu temperaturi care trec peste punctul de topire a gheţii se formează gheţari „temperaţi sau umezi", cu apă liberă în sistem. Precipitaţiile abundente asigură acumularea zăpezii şi creşterea volumului de gheaţă.

*Modificările de fază.* Atunci când cantitatea de zăpadă căzută într-o arie nivală – de obicei, în anotimpul rece – depăşeşte cantitatea de zăpadă topită şi evaporată prin procesul denumit *ablaţie,* aceasta se acumulează şi se îngroapă sub propria

BCU CLUJ CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

greutate (fig. 2.21). Zăpada trece treptat în *firn*, o formă granulară de gheață care, la rândul ei, sub presiunea maselor acoperitoare, trece în *gheață cristalină*, compactă, cu o densitate de până la 0,9. Datorită plasticității sale, gheața mulează relieful pe care se instalează și, acolo unde există pante și denivelări, curge sub acțiunea gravitației.

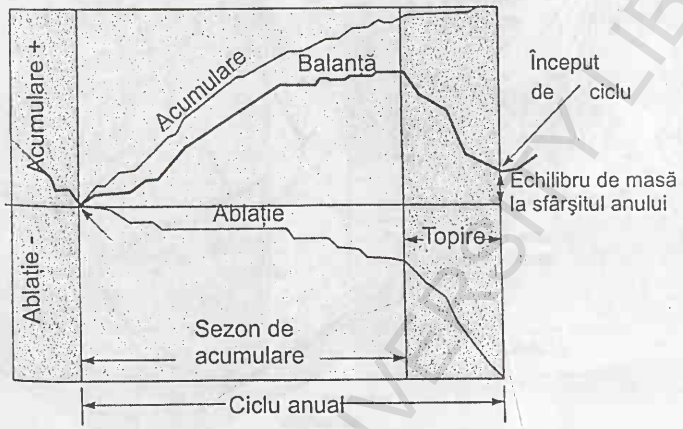



Fig. 2.21. Relația dintre acumularea gheții și fenomenul de ablație în timpul unui ciclu glaciar (după Skinner, Porter, 1995).

*Schimbările de masă.* Pierderea de masă din ghețar la partea sa superioară prin ablație (evaporare și topire) sau în talpa sa prin topire în lungul substratului poate fi compensată prin acumulare de zăpadă în circuri și văi și asigură retragerea sau înaintarea ghețarului; prin aceasta, se fixează poziția sedimentelor în cadrul sistemului.

*Dinamica gheții.* Masa de gheață curge sub propria greutate cu viteze de ordinul centimetrilor și metrilor în 24 de ore și determină atât eroziunea substratului (cu 1–10 mm/an), în sectoarele în care și deplasarea sa este mai lentă, cât și transportul sedimentelor de pe suprafața sau din masa ghețarului.

Punerea în mișcarea a masei de gheață se realizează peste o anumită *grosime critică*, dependentă de unghiul de înclinare a reliefului. Sub presiunea maselor de gheață cu grosimi mari, punctul de topire al apei scade și, sub ghețar, apare un film de apă cu rol de lubrifiant, care ușurează mișcarea.

Astfel, deasupra unor pante de 1–2°, stratul de gheață începe să curgă dacă grosimea sa este mai mare de 60–65 m; în schimb, deasupra unor pante mai mari de 40°, stratul de gheață curge și la grosimi mai mici de 2 m.

Vitezele de deplasare a maselor de gheață sunt mai mici în calote și la marginea lor și mult mai mari în zonele montane, alpine. De exemplu, în Alpi, limbile ghețarilor din lungul văilor glaciare pot înainta cu 10–14 km/an, iar în Himalaya cu 1–2 km/an, iar vitezele de deplasare sunt mai mici la contactul cu substratul decât în masa sau la suprafața lor (Tufescu, 1966).

BCU CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

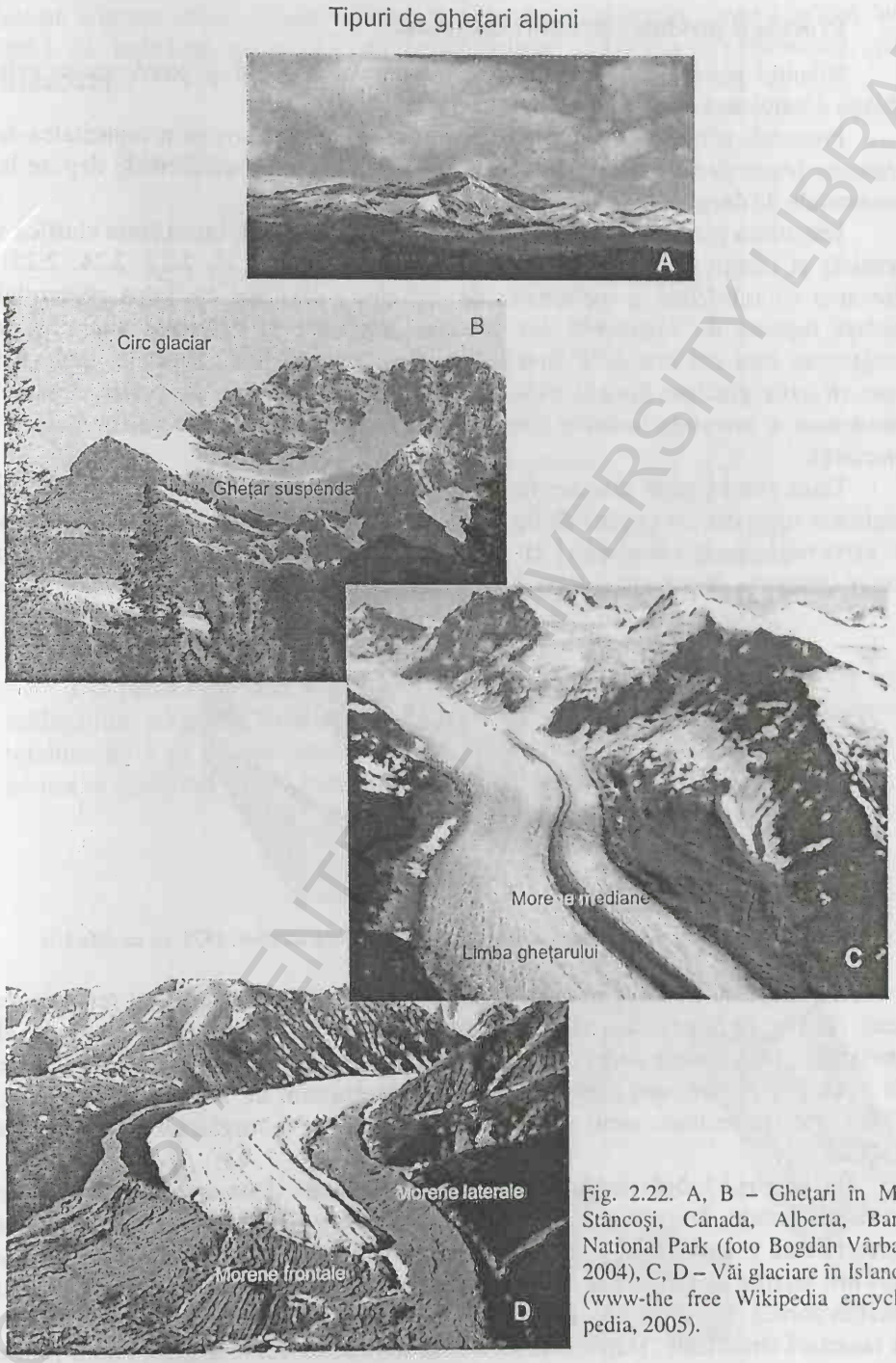



Fig. 2.22. A, B – Ghețari în Munții Stâncoși, Canada, Alberta, Banff National Park (foto Bogdan Vârban, 2004), C, D – Văi glaciare în Islanda, (www-the free Wikipedia encyclopedia, 2005).

BCU CENTRALA - UNIVERSITY LIBRARY

**Procese și produse; faciesuri-diagnostic**

Bilanțul glaciar sau raportul dintre acumularea gheții și pierderea sa prin ablație controlează evoluția unui sistem glaciar (v. fig. 2.21).

Procesele nivale sunt procese exclusiv mecanice, agresive prin capacitatea de eroziune (*exarație*) a maselor de gheață și cumulative prin sedimentele depuse în momentele de dezgheț (Mickelson, Attig, 1999).

Eroziunea glaciară rezidă din greutatea masei de gheață, încărcătura clastică a acesteia și „fragilitatea" petrografică a substratului (fig. 2.22, 2.23, 2.24, 2.25). Frecarea cu substratul și capacitatea de zgâriere a clastelor din talpa ghețarului permit ruperea de fragmente din substrat, lustruirea și zgârierea suprafețelor subjacente care pot conserva direcțiile de deplasare a gheții. Efectele geologice sunt *striurile* glaciare (liniații evidente, continue) și *spinările de berbec* (*roches moutonees* – suprafețe lustruite conservate la suprafața rocilor din paleoreliefurile glaciare).

Dacă sub calotele glaciare formele generate de exarație nu sunt vizibile, în regiunile montane, cu ghețari de tip alpin, se disting multe forme de relief, cum ar fi: *circuri glaciare*, *văi glaciare* cu profil morfologic în formă de „U" și căderi în trepte (praguri), *creste* sau *custuri, hornuri, turnuri.*

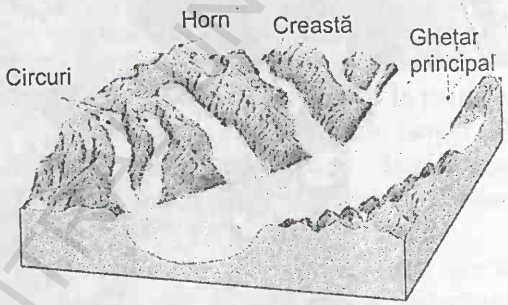



Fig. 2.23. Elemente geomorfologice într-o zonă glaciară (după Strahler, 1973, cu modificări).

Ținând cont de dinamica gheții și de transformările succesive și repetate de fază (îngheț–dezgheț), de relațiile acesteia cu pereții și substratul litologic al ghețarului, principalele *procese* și *produse depoziționale* se diferențiază în funcție de zona din ghețar care constituie un fel de subsistem de acumulare (Reading, 1996). Aceste sectoare sunt: *subglaciar, supraglaciar, intraglaciar* și *proglaciar* (tabelul 2.1).

În *sectorul subglaciar* topirea gheții este posibilă și un curent de apă poate antrena clastele desprinse din substrat. Deformarea mecanică a sedimentelor formate este o caracteristică a acestui mediu. În ansamblu, se formează *morene* (*till*-uri, *mixtite* sau *diamictite*) *bazale,* cu grosimi variabile (între 10–40 m, mai mari în zonele depresionare), în care se pot distinge faciesuri neorganizate, masive și faciesuri stratificate. Depozitele sunt slab sortate, blocurile angulare sunt prinse

într-un amestec relativ omogen de argilă, silt şi/sau nisip (prin aceste trăsături, un astfel de sediment se apropie de caracteristicile curgerilor gravitaţionale, ale diamictitelor).

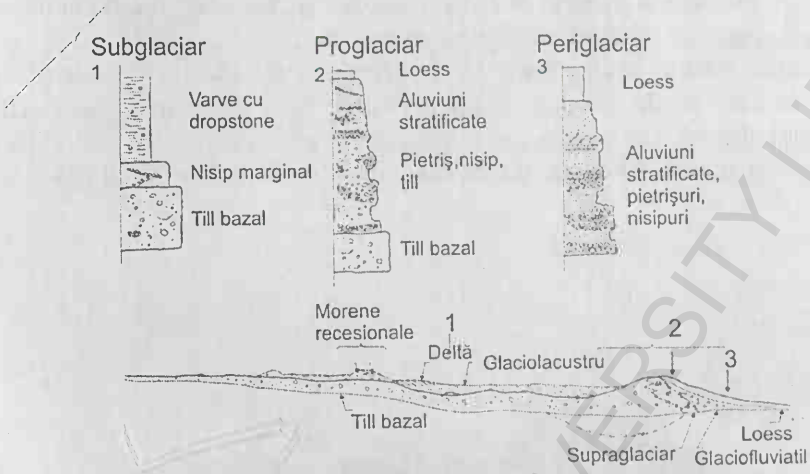



Fig. 2.24. Sectoarele unei zone glaciare şi distribuţia asociaţiilor litologice în cadrul unei secţiuni transversale (după Reading, 1996, cu modificări).

Din punct de vedere mineralogic, constituenţii metastabili şi instabili de tipul feldspaţilor, silicaţilor feromagnezieni se conservă. Litoclastele grosiere (galeţii) au tendinţa de a se orienta paralel cu direcţia de curgere a gheţii şi, frecvent, de a conserva zgârieturi cu o aceeaşi orientare; imbricaţiile sunt mai rare.



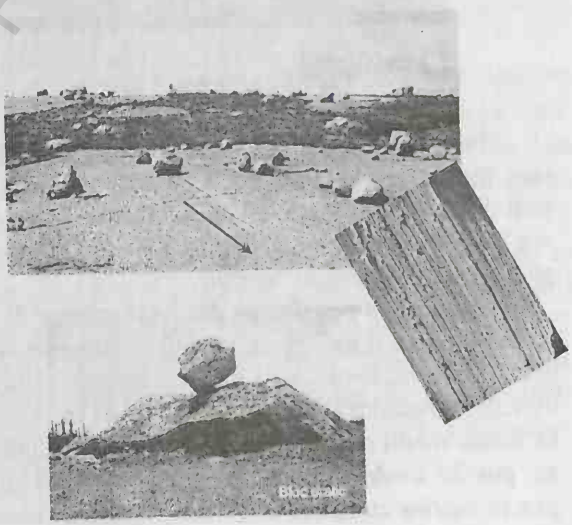


Fig. 2.25. Blocuri eratice şi striuri mecanice, de zgâriere, lăsate de gheţar după retragerea sa. Imagini din Alaska (după www-Wikipedia, the free encyclopedia, 2005, cu modificări).

BCU CLUJ / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

În *sectorul supraglaciar* materialul clastic provine prin desprindere şi smulgere din pereții ghețarului, prin aport eolian (praf) sau acvatic (torenți) ori prin alunecări în masă. Acumularea sa pe suprafața ghețarului poate crea o cuvertură aluvială care protejează ghețarul de radiațiile solare şi care poate fi pusă în mişcare atunci când suprafața ghețarului începe să se topească.

Această sarcină sedimentară se deplasează lent odată cu ghețarul spre regiunile în care media termică anuală depăşeşte 0°C. La topirea gheții active, sarcina este depusă sub formă de *till*-uri de ablație, de regulă, nestratificate. Blocurile mari au caracter exotic şi sunt denumite *blocuri eratice* (fig. 2.26).

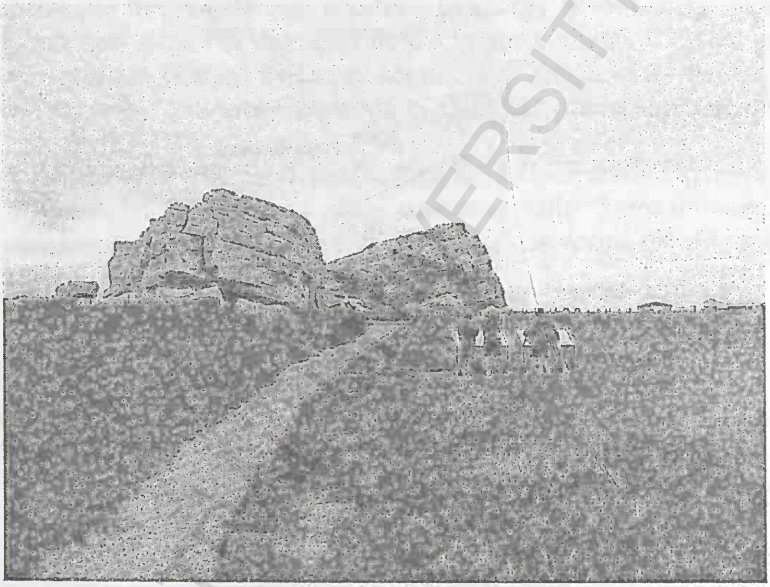


Fig. 2.26. Blocul eratic (cel mai mare din lume) de la Okotoks, nord de Calgary, Alberta, Canada (foto Anastasiu, 2007).

În masa ghețarului (*sectorul intraglaciar*), pe măsură ce volumul său creşte sunt încastrate claste foarte diverse ca mărime, formă şi natură petrografică. Ele sunt dispersate în masa ghețarului şi se mişcă odată cu el. În acest fel, clastele nu vor fi prelucrate şi se vor depune alături de faciesuri bazale sau de cele superficiale atunci când ghețarul se va topi.

În *sectorul proglaciar* din fața limbilor de gheață sau de la marginea calotei (care se poate restrânge în spațiul continental sau poate înainta până în mare sau ocean), procesele nivale şi mecanismele de acumulare a clastelor au interferențe cu dinamica mediilor fluviatile, lacustre sau marine, după cum masele de gheață ajung în aceste medii sau interacționează cu ele. Studiile atente şi analizele comparative au pus în evidență faciesuri hibride, mixte *glacio-fluviatile, glacio-lacustre* şi *glacio-marine* cu foarte frecvente procese de resedimentare (Boggs, 1987).

*Tabelul 2.1*

Unităţi, nivele, procese, produse şi trăsături sedimentologice

| Unităţi nivale Arii depoziţionale | Procese | Produse | Trăsături sedimentologice |
|---|---|---|---|
| Subglaciar | Exharaţie – eroziune glaciară | Striuri | Liniaţii mecanice |
| | Curgeri gravitaţionale | Till-uri bazale | Sortare slabă<br>Structuri neorganizate |
| Supraglaciar | Curgeri gravitaţionale | Till-uri de ablaţie | Sortare slabă<br>Structuri neorganizate |
| Proglaciar | | | |
| Glacio-fluviatil | Depuneri din curenţi de apă<br>Curenţi tractivi | Till-uri stratificate<br>Aluviuni | Sortare medie<br>Stratificaţii paralele slabe<br>Granoclasări, imbricaţii |
| Glacio-lacustru | Depuneri ciclice din suspensii acvatice | Varve | Stratificaţii şi laminaţii paralele ritmice |
| Glacio-marin | Depunerea blocurilor şi a suspensiilor la topirea icebergurilor | Mâluri glaciare<br>Blocuri eratice (*dropestone*) | Deformarea sedimentelor abisale, blocuri exotice (corpuri străine) |

*Faciesurile glacio-fluviatile* se caracterizează prin naşterea unor curenţi de apă (râuri subnivale) sub limba de gheaţă. Ei creează la contactul dintre talpa gheţarului şi roca „vie" un regim mixt fluvio-glaciar care continuă în câmpiile din faţa gheţarilor sub forma unor râuri împletite (*braided systems*) sau organisme torenţiale care generează câmpuri de aluviuni şi conuri aplatizate.

Faciesurile acestea se caracterizează prin stratificaţie (aşa-numitele depozite glaciare stratificate) şi, uneori, granoclasări. Apa, preluând în drumul ei „sarcina" cea mai fină – materialul lutitic şi siltic – lasă în depozitul morenic din faţa gheţarului sarcina cea mai grosieră, iar cantitatea de fracţiune ruditică creşte în aceste depozite.

*Faciesurile glacio-lacustre* se definesc prin fracţiunea fină care se acumulează în lacuri glaciare generând *varve*: argile microstratificate cu laminaţie paralelă determinată de alternanţa ritmică a laminelor lutitice (negre şi mai subţiri, de iarnă) cu lamine siltice (albe şi mai groase, de vară) depuse în anotimpul rece şi, respectiv, în cel cald. De asemenea, sunt posibile faciesuri deltaice sau prezenţe eratice de blocuri căzute peste sedimentele fine lacustre (Flint, 1971; Oerlemans, 1989; Deynoux, Miller, Domack, Eyles, Fairchild, Young, 2004).

BCU IAŞI CENTRALĂ UNIVERSITARĂ LIBRARY

*Faciesurile glacio-marine* au următoarele trăsături: masele de gheață desprinse din calotele glaciare și deplasate sub formă de „iceberguri" spre latitudini mici (60°–50°–45° sud și nord) ajung să se topească și lasă sarcina lor sedimentară să contamineze suspensiile pelagice și să se acumuleze în câmpiile abisale ale oceanelor; clastele foarte grosiere provenite din iceberguri constituie așa-numitele „blocuri eratice" a căror prezență în sedimentele din largul oceanelor continuă să ridice multe probleme legate de originea (sursa) lor (fig. 2.27).

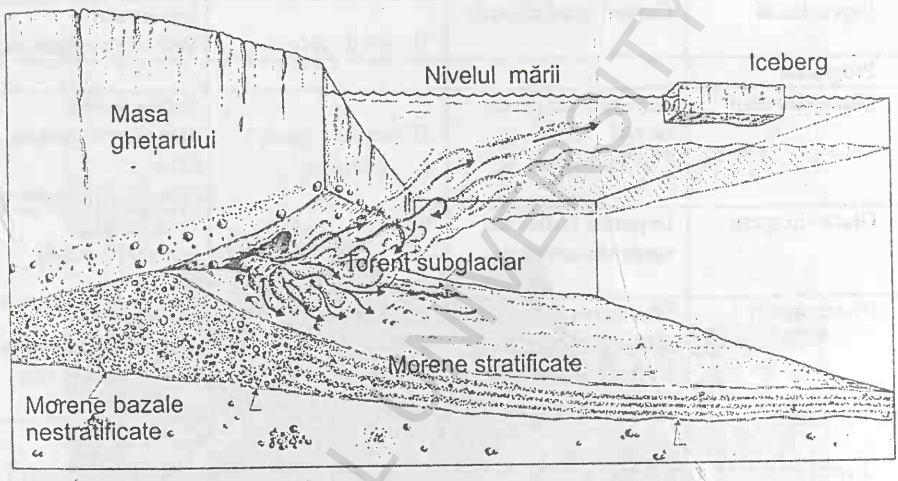



Fig. 2.27. Model generalizat pentru dinamica gheții și a apei în sectorul glacio-marin cu aport de apă și sedimente prin tunele subglaciare (Boggs, 1987, cu modificări).

O altă parte din materialul morenic poate ajunge în bazinele marine prin intermediul unei rețele hidrografice subnivale, care-i șterge, însă, caracterele petrografice inițiale (Anderson, 1999).

Cantitatea totală de material detritic transportată anual de ghețari în ocean este apreciată la $20.10^{14}$ g/an, din care $19.10^{14}$ g/an numai de pe suprafața calotei antarctice (0,69 $km^3$/an).

**Asociații litologice; arhitecturi specifice**

În evoluția sa, un ghețar formează un sistem stabil, cu un echilibru dinamic între zona de acumulare a zăpezii (respectiv, a gheții) din circuri și zona de ablație din limbile sale terminale (Chan, Archer, 2003; David, 2004).

*Morfologia* (geometria) corpurilor de sedimente glaciare (Strahler, 1973) acumulate prin procesele descrise mai sus se conservă sub diverse forme (fig. 2.28):

BCU CLUJ / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

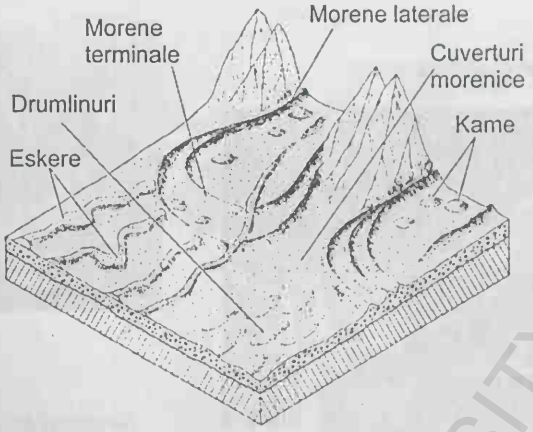



Fig. 2.28. Morfologia corpurilor de sedimente glaciare şi relaţia lor cu principalele formaţiuni morenice (după Strahler, 1973, cu modificări).

– *sandre,* câmpii morenice, morene lobate şi conuri cu coline domoale de origine fluvio-glaciară; ocupă sute de km$^2$ în Islanda, Scandinavia etc.;

– *drumlinuri,* coline de forme elipsoidale, asimetrice longitudinal, situate în spatele morenelor frontale; ex.Rochester, New York;

– *eskere,* ramblee sinuoase înalte de 20–70 m şi alungite pe mai mulţi km, la marginea limbilor de gheaţă; sugerează foste canale şi tunele (ex. Canada, Scandinavia);

– *kame,* terase fluvio-glaciare „mameloane" sau proeminenţe cu flancuri înclinate situate între doi gheţari şi la partea inferioară a arcului generat de morenele frontale; microdelte şi plaje (ex. în Alaska şi Canada).

Asociaţiile de faciesuri, respectiv secvenţele verticale care pot fi reconstituite în cadrul profilului longitudinal al unui sistem glaciar diferă considerabil între zonele de alimentare a gheţarului, zonele de ablaţie şi zonele proglaciare. Înaintările şi retragerile repetate ale limbilor de gheaţă sunt responsabile pentru natura succesiunilor de sedimente. Secvenţele care surprind mai multe tipuri de procese au caracter de *fining-up sequence* (FUS) atât în mediile continentale, cât şi în cele glacio-marine (fig. 2.29).

Astfel, faciesul till-urilor bazale este urmat de faciesuri diamictitice neorganizate şi slab stratificate, cu structuri de topire a gheţii, apoi de faciesuri fluviatile tip *braided* (împletit) sau faciesuri lacustre, cu varve. Faciesurile supraglaciare sau cele de loess închid secvenţele de tip continental.

În secvenţele glacio-marine, till-urile bazale, când se conservă, sunt urmate de faciesuri tractive, de curgere gravitaţională urmate de laminite-ritmite cu blocuri eratice (fig. 2.30).

BCU CLUJ CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

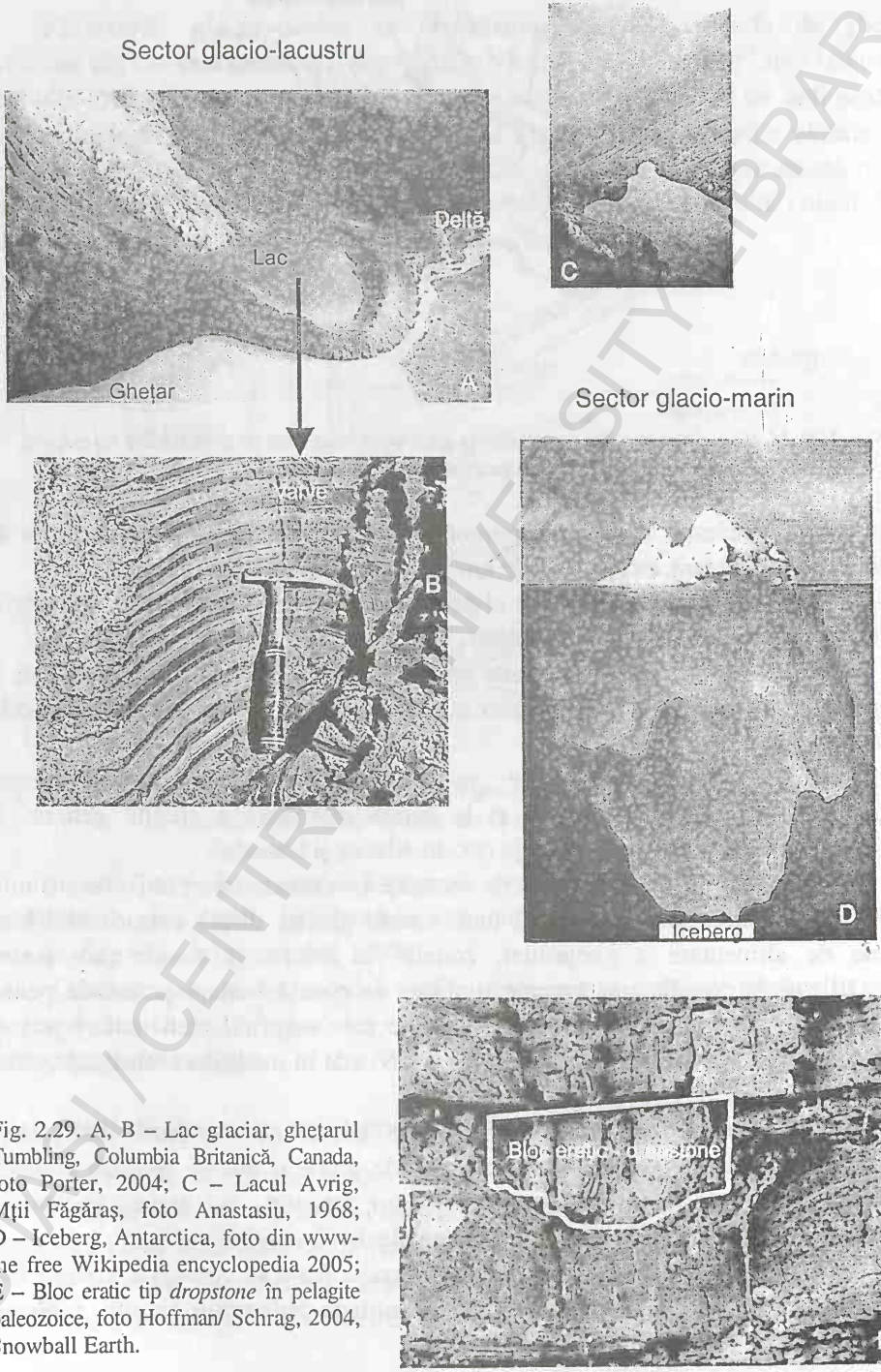
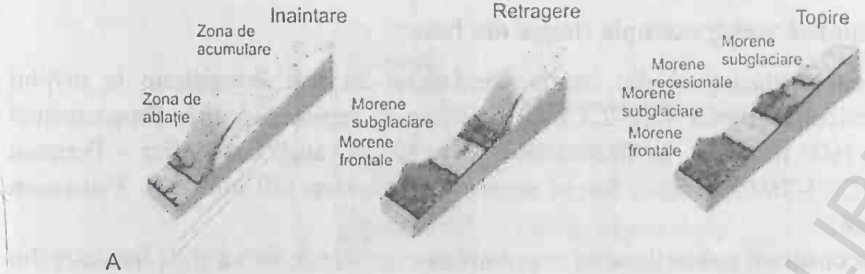
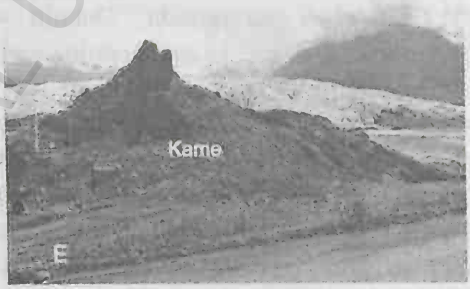



Fig. 2.29. A, B – Lac glaciar, gheţarul Tumbling, Columbia Britanică, Canada, foto Porter, 2004; C – Lacul Avrig, Mţii Făgăraş, foto Anastasiu, 1968; D – Iceberg, Antarctica, foto din www-the free Wikipedia encyclopedia 2005; E – Bloc eratic tip *dropstone* în pelagite paleozoice, foto Hoffman/ Schrag, 2004, Snowball Earth.

BCU CLUJ / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY





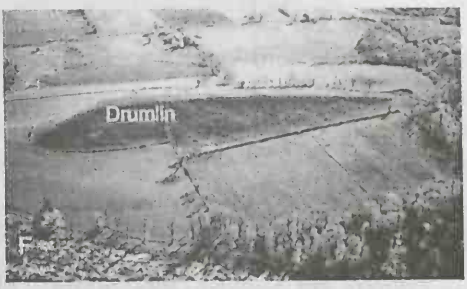




Fig. 2.30. A – Procese de înaintare și retragere a gheţarilor. Morfologia și structura corpurilor glaciare: B, C – Gheţari în Mţii Stâncoși, Canada, Alberta, Jasper National Park, foto Bogdan Vârban, 2004; D, E, F – Corpuri glaciare în Alaska, din www-the free Wikipedia encyclopedia, 2004.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

**Depozite vechi; exemple clasice din lume**

Primele glaciațiuni din istoria Pământului au fost înregistrate la nivelul Proterozoicului inferior (2,7–2,3 mld. ani) şi s-au repetat, apoi, în Proterozoicul superior (600 mil. ani), în Ordovician (460–430 mil. ani), Carbonifer – Permian inferior (350–260 mil. ani), Eocen superior – Oligocen (40 mil. ani), Pleistocen (3 mil. ani).

Reconstituiri paleoclimatice sugerează momentele de răcire şi de încălzire din ultimele 600 mil. de ani şi tind să le invoce două cauze majore:

1) pe termen lung, modificarea raporturilor uscat – apă din Paleozoic, Mezozoic şi Cainozoic, drifturile continentale generate de mişcarea plăcilor tectonice şi efectele lor asupra coordonatelor geografice (modificarea latitudinilor) şi a circulației apelor oceanice (relația curenți reci – curenți calzi);

2) pe termen scurt, rolul ciclurilor Milankovič – *precesie, oblicitate, excentricitate* – în schimbările climatice (Deynoux, Miller, Domack, Eyles, Fairchild, Young, 2004; Hubbard, Glasser, 2005).

Câteva secvențe clasice, foarte semnificative pentru asociațiile de facies ale sistemului glaciar au fost descrise în literatura de specialitate: Tillitele de Gowganda, Tillitele din Formațiunea de Smalfjord, Tillitele din Sahara occidentală, Formațiunea Cape Melville, Formațiunea de Yakatanga.

***Tillitele de Gowganda***, Ontario – Canada (Precambrian mediu). În supergrupul Huronian, de care aparține partea bazală a *Formațiunii de Gowganda*, poate fi identificată o secvență în care un facies diamictitic subglaciar repauzează peste un *regolith* şi suportă *ritmite* definite de cupluri gresii–diamictite, clast–supported, interpretate a reprezenta depuneri periodice în fruntea ghețarilor, prin aport subglaciar, în şelfuri de mică adâncime, controlate de mişcări mareice. Secvența se încheie cu un facies diamictitic, neorganizat care înglobează blocuri eratice (*dropestone*) (Mustard, Donaldson, 1987).

***Tillitele din Formațiunea de Smalfjord***, Finnmark, Norvegia (Precambrian superior – Vendian) conservă, în cadrul unei paleovăi, trei secvențe diferite: secvența inferioară cuprinde faciesuri intraglaciare cu diamictite–tillite, masive, neorganizate, cu claste intraformaționale; secvența medie include termeni supraglaciari şi proglaciari cu diamictite stratificate (conglomerate şi gresii); secvența superioară conține o secvență glacio-fluviatilă cu conglomerate imbricate şi gresii cu stratificații oblice, tabulare (fig. 2.31) (Edwards, 1975).

***Tillitele din Sahara Occidentală*** – Mauritania (Ordovician superior) apar în secvențe succesive de diamictite şi gresii masive, în facies proglaciar şi braided, urmate de diamictite masive în facies supraglaciar şi de argile cu graptoliți care marchează începutul transgresiunii marine (fig. 2.32) (Deynoux, 1985).

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

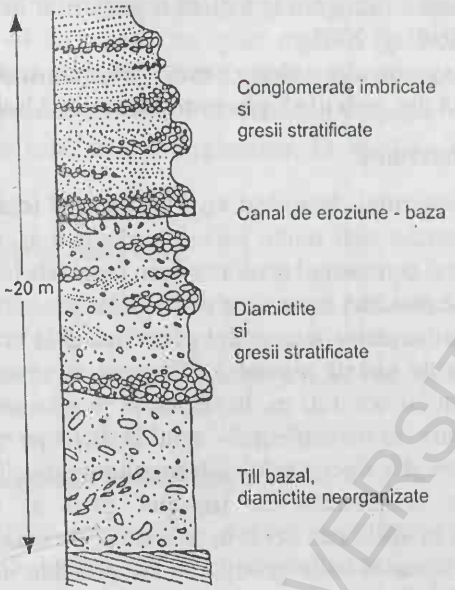



Fig. 2.31. Asociații de faciesuri în coloana litologică generalizată a *Formațiunii de Smalfjord*, Precambrian superior, Norvegia (după Edwards, 1975).

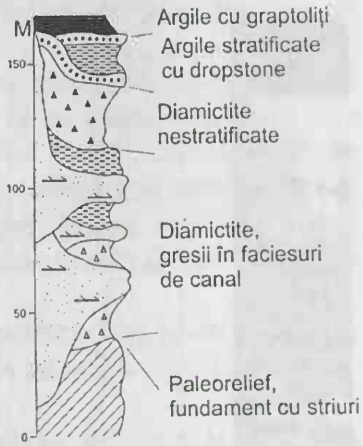



Fig. 2.32. Asociații de faciesuri în coloana litologică generalizată a *Tillitelor din Sahara Occidentală* – Mauritania (Ordovician superior) (după Deynoux, 1985).

***Formațiunea Cape Melville*** (Oligocen superior – Miocen inferior) din Insula Shetland, Islanda, cuprinde o secvență glacio-marină (150 m grosime), alcătuită din patru unități faciesale: A – debrite grosiere interstratificate cu argile și gresii, în facies proximal, B – argile și siltite, fin-granulare, C – D – argile marine distale cu blocuri eratice (*dropestone*). Succesiunea sugerează schimbări periodice ale liniei

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

țărmului ca o consecință a retragerii și înaintării ghețarilor în urma unor modificări climatice (Troedson, Riding, 2002).

La nivelul Cenozoicului târziu este binecunoscută *Formațiunea de Yakatanga* (constituită din „mixtite," glacio-marine) din Alaska de sud.

*Glaciațiunea cuaternară*

În timpul Cuaternarului, începând cu Pleistocenul (datat radiometric, acum 1,6 mil. ani) s-au succedat mai multe perioade glaciare și interglaciare denumite diferit în Europa (Alpi) și continentul nord-american (vezi tabelul 2.7 secțiunea 2.3).

În momentele de maximă extensie a perioadelor glaciare, ghețarii au acoperit 30% din suprafața continentelor și au putut coborî până la latitudini de 40° N și S. Grosimea cuverturilor de gheață a atins 3 000 m și, în consecință, nivelul Oceanului Planetar a scăzut cu cca 120 m. În regiunile proglaciare și periglaciare s-au instalat numeroase lacuri, iar *permafrostul* – solul înghețat pe mulți metri adâncime – s-a extins cu sute de km și a afectat solul și formațiunile imediat subiacente.

Plecându-se de la premisa că izotopul greu al oxigenului ($^{18}O$) se concentrează mai mult în apele reci decât în cele calde (în care se concentrează $^{16}O$), s-au efectuat analize în carotele de gheață din Groenlanda urmărindu-se variațiile raportului $^{18}O/^{16}O$. Concluziile au permis evaluarea evoluției mediilor termice atmosferice și, în consecință, tendințele de răcire și încălzire în sistemul glaciar. Astfel, se poate confirma existența unor modificări climatice ciclice (fig. 2.33).

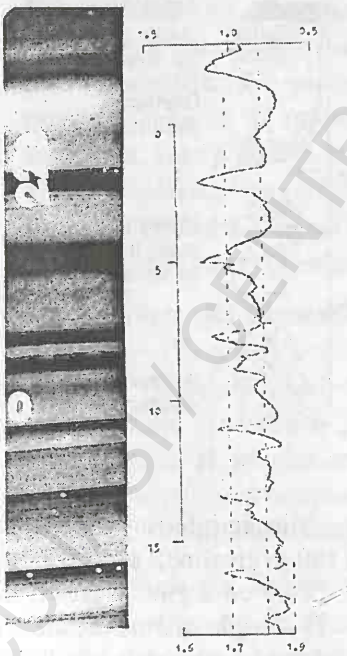


Fig. 2.33. Variațiile izotopului greu al oxigenului ($^{18}O$) într-o carotă de gheață extrasă din calota Groenlandei (după Shirai, Tada, 2000).

BCU CLUJ / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Studiile au examinat o perioadă începând cu Pliocenul, de acum 2,4 mil. de ani şi au stabilit 44 de stadii izotopice marine (MIS). O perioadă glaciară importantă a fost stabilită acum 850 000 de ani (şi corespunde lui MIS 22), iar de atunci până în prezent au mai fost reţinute perioade reci în stadiile MIS 2,6,12 şi perioade de încălzire, interglaciare, în stadiile 1, 5, 9 şi 11 (Shirai, Tada, 2000).

**Resurse minerale şi energetice**

Sistemul glaciar, comparativ cu alte sisteme naturale, nu deţine un potenţial economic important. Nisipurile şi pietrişurile asociate morenelor frontale şi sedimentelor din zonele periglaciare sau proglaciare pot face obiectul unor exploatări rentabile.

**Probleme ale mediului înconjurător**

Variaţiile climatice repetate şi creşterea temperaturii medii anuale la suprafaţa Globului, în special în urma efectului de seră, generat de creşterea conţinutului de $CO_2$ în atmosferă, are drept consecinţă încălzirea atmosferei şi accelerarea topirii maselor de gheaţă din calote şi gheţarii alpini. Volumul apei în bazinele oceanice va creşte, vom asista la o înălţare eustatică glaciară a nivelului Oceanului Planetar şi, implicit, la schimbarea liniilor de ţărm (tendinţe de transgresiune).

Pe măsură ce masa de gheaţă de pe continente scade, prin topire, marginea continentelor tinde să se reechilibreze şi începe să se înalţe. Fenomenul este evident atât în emisfera nordică, cât şi în emisfera sudică. Cercetări care au confirmat aceste înălţări s-au făcut în Canada, Scandinavia şi ţărmurile Mării Baltice. Pe acestea din urmă au fost descoperite plaje înălţate la 275 m faţă de nivelul actual al mării; în Golful Hudson sunt estimate înălţări de 0,60–1 m/secol (Skinner, Porter, 1995; Mickelson, Attig, 1999).

În timp geologic variaţiile climatice au un caracter ciclic şi ele au putut fi puse în evidenţă prin analiza, în secvenţele sedimentare, a izotopilor oxigenului – $^{18}O/^{16}O$.

Topirea bruscă a gheţii şi a zăpezii acumulate pe vârfurile vulcanilor „adormiţi" care tind să-şi reia activitatea provoacă curgerile mâloase cu blocuri, cunoscute sub denumirea de *lahar* (fig. 2.34). Invazia lor peste zone locuite poate avea efecte catastrofale. Aparate vulcanice afectate de curgeri rezultate în urma topirii maselor de gheaţă se cunosc în Alaska (Mount Augustine), în Canada (Hoodoos Mountain), Islanda (Mount Garibaldi), S.U.A. (Mount Rainier – Washington; White River Glacier – Oregon), Columbia (Nevado del Ruiz) etc.

BCU IAŞI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

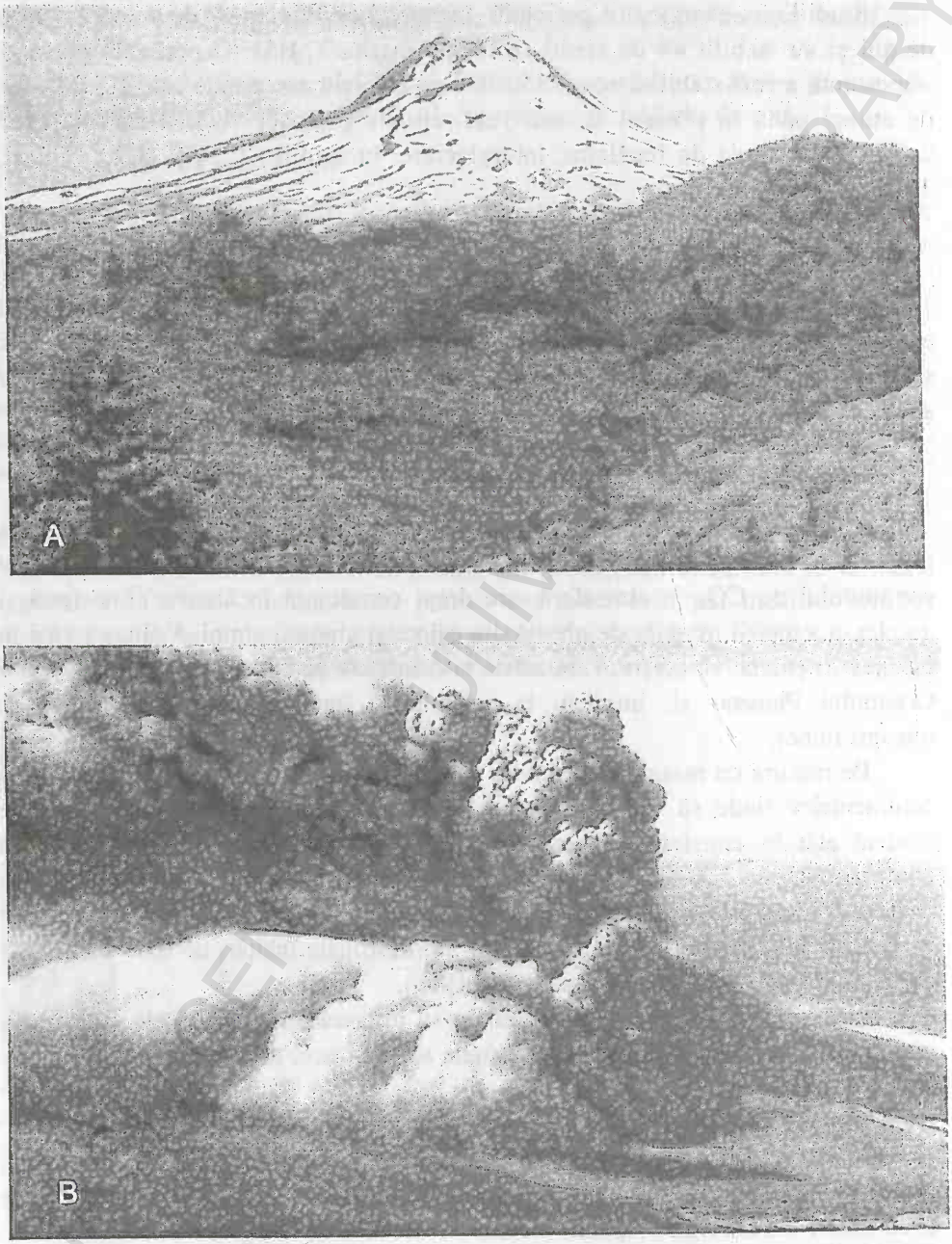



Fig. 2.34. A – Acumulare de zăpadă şi gheaţă pe vulcanul Augustin, Alaska, foto din www-the free Wikipedia encyclopedia 2005; B – Erupţia vulcanului Augustin, Alaska, foto din www-the free Wikipedia encyclopedia 2005.

**Repere sedimentologice; criterii de identificare**

• Temperaturile scăzute şi fluctuaţiile climatice controlează formarea, înaintarea şi retragerea gheţarilor pe suprafeţele continentale. Faciesurile depoziţionale sunt, în exclusivitate, clastice şi poartă amprenta proceselor nivale, dar şi efectele cumulate ale unor prelucrări fluviale, eoliene sau marine. Caracterul hibrid, mixt, al depozitelor glaciare este o trăsătură constantă, iar identificarea, în depozitele vechi, a faciesurilor glaciare este un exerciţiu dificil.

• Sursa de material o reprezintă rocile din substratul zonelor în care se instalează şi acţionează gheţarii, respectiv, din pereţii circurilor şi văilor glaciare prin care aceştia curg.

• Transportul clastelor este efectuat de masa gheţarului sau de apa rezultată din topirea lui: sub gheţar, la suprafaţa acestuia sau în faţa sa. Procesele de resedimentare sunt foarte frecvente şi de aceea, în timp, unele trăsături specifice se pot şterge. Efectele transportului (sau subîmpingerii) în masă sunt frecvente, dar şi ale curenţilor de apă.

• Granofaciesul acoperă un spectru larg de la cel ruditic la cel silto-lutitic (mâlos), accidental „exotic" (prin aport de blocuri din iceberg-uri, aşa-zisele *dropestone,* care deformează substratul. Sortarea în *till*-uri este foarte slabă, blocurile şi galeţii rămân angulari (dacă nu provin prin resedimentare) şi au suprafeţele lustruite, cu liniaţii mecanice evidente (striuri de zgâriere); compoziţia mineralogică reflectă întotdeauna substratul şi conservă specii cu grade de stabilitate diferite (inclusiv minerale uşor alterabile).

• Structurile interne sunt neorganizate, dar şi slab stratificate atunci când a intervenit transportul şi depunerea subacvatică. În faciesurile glacio-lacustre, laminaţiile paralele, orizontale şi structurile ritmice caracterizează *varvele.* Printre produsele intraglaciare se numără şi *peletele morenice* – corpusculi mâloşi aglutinaţi între cristalele de gheaţă.

• Petrografic, depozitele glaciare sunt *para-conglomerate* (*matrix-supported*), gresii nestratificate sau slab granoclasate, argile. Loessul este un produs considerat, în parte, prin natura materialului primar, siltul uscat şi neconsolidat din zonele proglaciare – un depozit de origine glaciară, transportat de vânt.

• Ritmitele se identifică în masa de gheaţă, dar nu se pot păstra după topirea gheţii. Ele sunt un bun indicator al fluctuaţiilor climatice. În lacurile glaciare şi în depozitele vechi, acestea se conservă şi indică schimbările sezoniere de temperatură.

BCU "LUCIAN BLAGA" CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

## 4.3. SISTEMUL FLUVIATIL

Este un sistem controlat şi definit de distribuţia reţelei hidrografice în ariile continentale. Un organism fluviatil se manifestă în cursul superior (zona montană) ca un agent de eroziune şi transport, iar în cursul mijlociu (zona submontană) şi cel inferior (zona de câmpie) ca un agent de transport şi mediu de acumulare.

Corpurile acumulative, depoziţionale, variază foarte mult atât în profilul longitudinal al fluviului (râului), cât şi în profilul său transversal.

### Factorii sedimentării

Procesele depoziţionale în sistemele fluviatile sunt controlate de factori care pot acţiona individual sau în corelaţie cu alţi factori. Astfel, natura rocilor din *aria-sursă* şi stabilitatea lor influenţează calitatea granofaciesului clastic; acest factor, corelat cu regimul climatic şi morfologia sursei bazinului de drenaj determină aportul de sedimente din sistem şi, implicit, rata de sedimentare în diversele segmente ale profilului longitudinal (fig. 2.35; 2.36).

Poziţia organismului fluvial faţă de *regimul climatic* controlează volumul de apă (debitul) din sistem. Trăsăturile hidrodinamice ale acestuia (viteză, regim de curgere, turbulenţă, competenţă etc.) sau periodicitatea cu care acţionează (sezonier, ciclic sau disciclic, catastrofic etc.) vor determina procesele implicate (eroziune, dispersie, depunere) în albii şi mecanismele de transport (individual – *debit tractat*, *debit în suspensie*; deplasări în masă – *curgeri gravitaţionale*).

Fig. 2.35. Elementele unui bazin hidrografic.

BCU CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

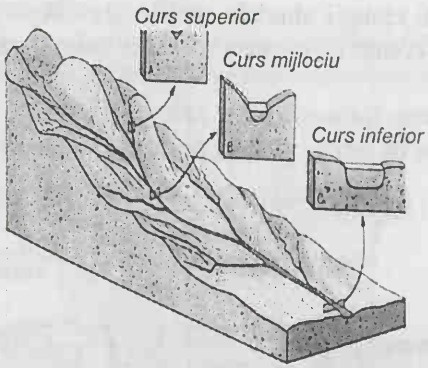



Fig. 2.36. Sectoarele din cursul unui râu în profil longitudinal.

Relația *tectonică – sedimentare* (*aluvionare*) este evidentă în sistemele fluviatile cu poziție proximală față de ariile-sursă active (inclusiv în conuri aluviale), în care formarea unor megasecvențe grosiere, de diverse tipuri/polarități este direct legată de procesele de înălțare (*uplift*) sau de subsidența surselor.

*Adâncimea de sedimentare* este redusă (de regulă 1–5 m, rar mai mult) și impune scara diverselor arhitecturi depoziționale. Comparativ cu alte ambianțe, arhitecturile fluviatile sunt definite de corpuri mai subțiri, metrice, iar variațiile laterale de facies sunt foarte frecvente.

**Subsisteme asociate.** Criteriile de apreciere a „mediilor de sedimentare" într-un sistem fluviatil sunt foarte diferite. Cele mai importante criterii utilizate în acest sens sunt: aspectele geomorfologice ale profilului („văii"); calitatea debitului solid (a sarcinii clastice) și, în plan orizontal, gradul de sinuozitate al cursului.

I. *Aspectele geomorfologice ale traiectului.* Efectele sedimentării fluviatile sunt generate de procesele depoziționale și erozionale care se petrec la diverse scări; ele capătă morfologii distincte și apar în diverse segmente ale „văii", longitudinal sau transversal. Astfel, se pot remarca (fig. 2.37):

a) *forme de eroziune*:

– canalul de etiaj (talvegul) – locul cu scurgere permanentă și nedelimitat lateral, prin maluri;

– albia minoră (canalul = *channel*) – sectorul de scurgere permanentă a râului, delimitat de maluri;

– albia majoră (lunca = *flood plain alluvial plain, overbank*) – sectorul ocupat de râu la viituri (inundații);

b) *forme de acumulare:*

– în albia minoră: aluviuni bazale (*channel floor, lag deposit*), bare axiale, transversale (*bars*), renii sau bancuri arcuite (*point bar*), bare de inundație (*chute bar*), canale colmatate și părăsite (*channel fill*);

BCU CLUJ / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

– în albia majoră: câmpii aluviale (pânze aluviale = *flood plain*), levee de viitură (*natural levee*), conuri de crevasă (*crevase splay*), meandre părăsite (*oxbow lake*);

– conuri de dejectie (*alluvial fan*), care intersectează şi/sau se suprapun, la confluența cu un afluent de ordin inferior, peste albia minoră sau majoră.

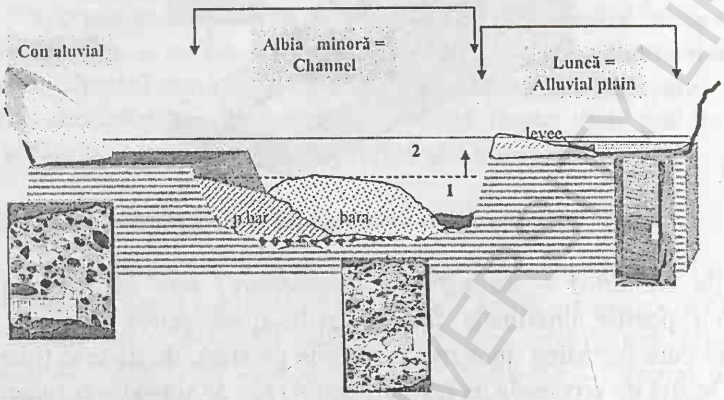



Fig. 2.37. Secțiune transversală printr-o vale fluvială în care se disting principalele subsisteme morfologice (albia minoră, albia majoră şi conul aluvial) şi principalele corpuri aluvionare.

II. *Calitatea debitului solid (a sarcinii clastice).* Trăsăturile granulometrice ale sistemului fluviatil sunt uşor de recunoscut şi pot fi exprimate ca:

a) un granofacies al formelor acumulative ale canalului (ex. al barelor, aluviunilor bazale), cel mai comun, în spectrul granulometric ruditic (fin–mediu) – arenitic (fin);

b) un raport între sarcina de fund şi cea în suspensie; din acest punct de vedere se disting cursuri:

– cu debit predominant tractat (cu sarcina de fund – *bed load*);

– cu debit în suspensie (*suspended load*);

– cu debit mixt (*mixed load*).

III. *Aspectul în plan orizontal al profilului longitudinal* se poate caracteriza prin:

a) *sinuozitatea traiectului,* adică prin raportul între lungimea canalului şi lungimea văii („curbura" cursului);

b) *gradul de împletire,* când canalul principal se ramifică şi închide temporar sau permanent, diverse forme acumulative (ex. bare).

Astfel, se pot distinge:

– cursuri împletite (*braided* – ex. Brahmaputra, Dunărea între Ostrov şi Brăila);

– cursuri meandrate (*meandering* – ex. Dunărea pe brațul Sf. Gheorghe, Mississippi, Maiandros);

– cursuri anastomozate (*anastomosing* – ex. Columbia, centrul Australiei, Botswana);

BCU "LUCIAN BLAGA" CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

– cursuri drepte (*straight* – ex. Rin).

Schemele moderne de clasificare a sistemelor fluviatile (ex. Schumm, 1972; Einsele, 1992; Orton, Reading, 1993) integrează toate aceste criterii; subsistemele tratate în lucrare sunt redate în fig. 2.38.

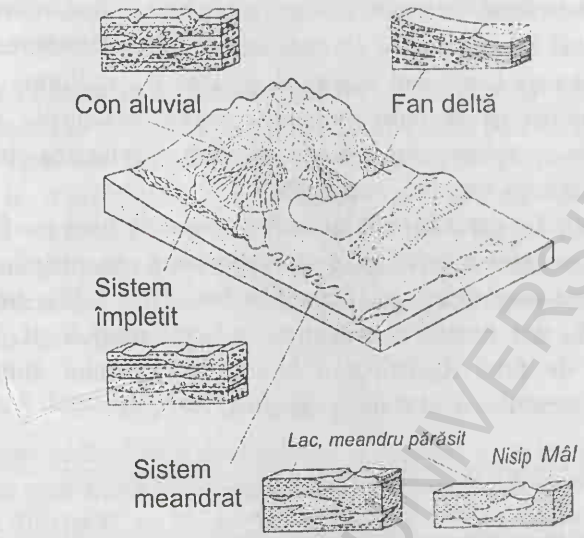



Fig. 2.38. Clasificarea sistemelor fluviatile după granulometria dominantă, ponderea sarcinii, sinuozitate şi morfologia canalului (după Einsele, 2000).

## Procese şi produse; faciesuri-diagnostic

În sistemele fluviatile, procesele de sedimentare sunt exclusiv mecanice, iar faciesurile sedimentare apar ca efect al interacţiunii dintre eroziune şi depunere. Spectrul faciesurilor este variat şi se modifică în lungul profilului hidrografic sau transversal pe el. Pe suprafeţele exondate, dar în special în albia majoră, se pot întâlni procese chimice de alterare şi solificare.

***Rolul eroziunii.*** Eroziunea acţionează cu intensităţi diferite şi la scări diferite: acţiunea curenţilor de apă asupra substratului determină apariţia structurilor erozionale (tip *scours*, *hollows* etc.) iar, areal, la scară regională, curenţii taie canale, prin incizie, lărgire şi avulsie.

Eroziunea prin incizie (termen consacrat de Collinson) (Reading, 1996) presupune extinderea secţiunii canalului în plan vertical şi poate rezulta în urma unui singur eveniment (ex. la inundaţii) sau, în timp, printr-o succesiune de procese, cum ar fi: creşterea debitului legat de schimbări climatice; coborârea nivelului de bază al bazinului receptor, modificări ale pantei şi energiei reliefului. Odată cu adâncirea văii are loc şi lărgirea sa. Migrarea canalelor produce eroziunea laterală şi selectivă a malurilor. Funcţie de natura lor petrografică, de granulometrie

BCU ASTRA CENTRALA UNIVERSITY LIBRARY

și de gradul de coeziune a depozitelor din versanți au loc procese de remobilizare a sedimentelor depuse într-o etapă anterioară, prin procese de transport individual sau prin curgeri și alunecări gravitaționale (generate după sufoziunea malurilor).

***Dinamica aluviunilor.*** Prin intermediul curenților tractivi, clastele aluvionare sunt transportate individual: clastele de dimensiuni mari sunt transportate prin târâre, rulare pe fund și saltație (ca sarcină de fund – *bedload*); cele fine sunt transportate în suspensie (alcătuind suspensii gradate sau uniforme – *suspended load*). Tipul de sarcină își va pune amprenta asupra faciesurilor aluviale și a tipurilor de secvențe ce definesc un anume subsistem. Deplasarea clastelor este o funcție a dimensiunii lor, a formei și a densității.

Sarcina tractată din patul curentului capătă forme de fund (*bedforms*) dintre cele mai diverse: microondulații (*ripples*), dune/valuri de nisip/bare (*dunes / sandwaves*), antidune *(antidune),* pat plan (*flat bed*) (fig. 2.39); ele sunt foarte mobile spațial și își pot modifica, temporal, aspectul morfologic. Formarea și migrarea formelor de fund reprezintă o funcție a raportului dintre condițiile hidrodinamice ale curentului și adâncimea acestuia.

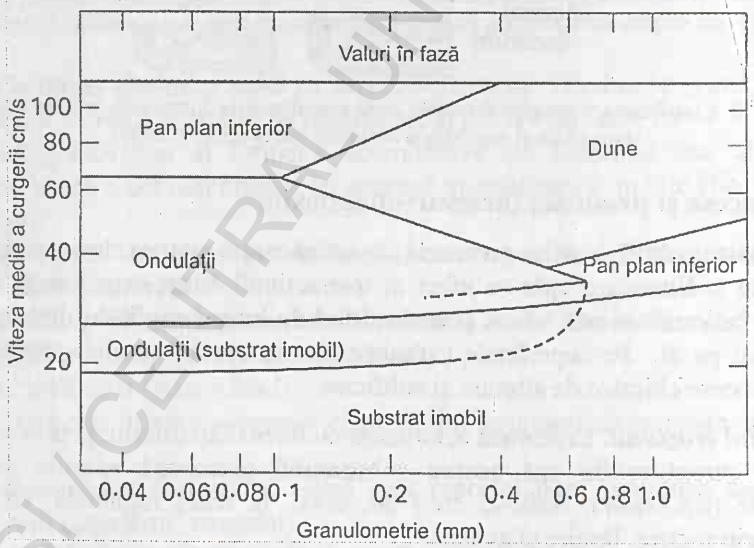



Fig. 2.39. Condiții de formare ale principalelor forme de fund (arenitice), în funcție de granulometrie și viteza curentului (valori medii).

În sistemele fluviale în care turbulența curgerii este ridicată, transportul clastelor fine (mâloase) are loc în suspensie; la viteze și debite mari, lor li se asociază și claste mai grosiere (siltice și arenitice). Depunerea clastelor astfel deplasate se va face în zonele de deversare a curenților sau în câmpiile aluviale.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Când nivelul apei din albii scade foarte mult suprafețele exondate pot fi supuse acțiunii eoliene. Se pot forma, la suprafața aluviunilor siltice și arenitice, ondulații de curent și microdune.

Apariția sub malurile înalte și instabile a unor curgeri gravitaționale constituie evenimente hidrologice cărora nu li s-a dat atenția cuvenită și, de aceea, au rămas neurmărite în vechile coloane litologice.

***Procese chimice și microbiotice.*** Sedimentele aluviale expuse subaerian, ex. în albiile majore sau luncile inundabile, cele din topul barelor (ostroavelor) sau de la suprafața *levee*-lor (grindurilor, într-o accepțiune geomorfologică etc.) sunt susceptibile la transformări mineralogice. *Procesele de alterare și solificare* modifică atât textura, cât și compoziția mineralogică a materialului parental; funcție de zona climatică în care se află, se formează cuverturi argiloase, calcreturi, fericreturi, solcreturi și/sau orizonturi pedogenetice subțiri (Ao – cu humus, G – gleice sau B – argiloase).

**Faciesuri depoziționale**

Produsele sedimentării fluviatile – *aluviunile* – se caracterizează printr-o mare varietate granulometrică, morfometrică și structurală care îmbracă trăsăturile unui „facies fluviatil" fie în raport cu formele acumulative, fie cu gradul de sinuozitate al traiectului râului respectiv. Principalele trăsături sedimentologice ale formelor acumulative sunt (tabelul 2.2):

A) În *zona canalului* și în *albia minoră*:

(1) pentru aluviunile bazale din zona canalului *(channel lag)*: sedimente grosiere: pietrișuri și nisipuri cu galeți moi, cu fitoclaste (resturi de plante) și oase, de grosime variabilă (cm – m); la suprafața stratelor de nisip „valuri" și ondulații de curent;

(2) pentru aluviunile axiale din lungul canalului *(channel bars)*: nisipuri cu mai mult de 5% pietrișuri, bine sortate, cu resturi vegetale; *Md* descrește ușor în aval (= 0,16–0,20), iar indicele de rotunjime este ridicat; în succesiune, se disting tranziții între faciesuri difuz-stratificate/masive, stratificate oblic-tabular sau concoid la scară mare, stratificate oblic/microondulate și stratificate/laminate paralel;

(3) pentru aluviunile marginale din zona canalului *(point bar)*: nisipuri și pietrișuri bine sortate, cu fitoclaste (substanța organică crește cu conținutul de argilă > 50%); corpuri tabulare cu stratificație oblic-concoidă la scară mică și mare; descreșterea grosimii stratelor se face spre centrul canalului cu trecere la faciesuri cu laminație paralelă.

B) În *albia majoră:*

(1) în aluviunile din grinduri *(levee):* alternanțe de nisipuri grosiere (*Md* = 3–5 mm), cu siltite și fracțiune argiloasă, uneori carbonați, laminații rare în fracțiunea argiloasă și ondulații de curent în formațiunea arenitică și siltică;

BCU CLUJ-NAPOCA UNIVERSITY LIBRARY

(2) pentru aluviunile din câmpiile aluviale *(flood plain)*: sedimente dominate de fracțiunea lutitică (35–60%), subordonat siltică (20–40%) şi arenitică (8–10%) cu *Md*= 0,005–0,06 şi ó = 3); stratificație gradată şi laminație paralelă cu secvențe de ordinul mm şi cm; structuri pedogenetice, calcreturi, fericreturi; stratele groase prezintă ondulații asimetrice, iar secvențele lutitice au crăpături de uscare; substanța organică şi resturile vegetale sunt neuniform distribuite.

C) În *conurile aluviale* (*alluvial fans*) apar faciesuri specifice (vezi detalii în secțiunea respectivă).

*Tabelul 2.2*

Granofaciesuri şi structofaciesuri în sisteme fluviatile
(după Miall 1978, 1996, cu modificări)

| Cod *(engl.)* | Facies | Structuri sedimentare | Interpretare |
|---|---|---|---|
| Gmm | Pararudit | Masive (neorganizate) slab granoclasate | *Debris flow* plastic (coeziv, viscozitate ridicată) |
| Gmg | Pararudit | Granoclasare inversă – normală | *Debris flow* pseudoplastic (coeziune scăzută, vâscoase) |
| Gci | Ortorudit | Granoclasare inversă | *Debris flow* de concentrație ridicată (coeziv) sau pseudoplastic (coeziune scăzută) |
| Gcm | Ortorudit | Masive | *Debris flow* pseudoplastic (coeziune scăzută; curgeri vâscoase, laminare sau turbulente) |
| Gh | Ortorudit | Stratificație paralelă/difuză imbricații | Bare longitudinale Aluviuni bazale *(lag)*, depozite de *sieve* |
| Gt | Rudit | Stratificații oblic-concoide | Canale minore |
| Gp | Rudit | Stratificații oblic-tabulare | Bare longitudinale sau transversale |
| St | Arenit fin-foarte grosier, uneori ruditic *(pebbly sand)* | Stratificații oblic-concoide seturi/coseturi | Dune (regim inferior), creste sinuoase şi linguoide (tip 3-D) |
| Sp | Arenit fin-foarte grosier | Stratificații oblic-tabulare seturi/coseturi | Bare transversale şi linguoide (2-D) |
| Sr | Arenit foarte fin-grosier | Microondulații | Microforme *(ripples)*, regim inferior |
| Sh | Arenit foarte fin-grosier | Laminații paralele lineații de curent | Fund plat (regim superior) |

BCU IAŞI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

*Tabelul 2.2 (continuare)*

| | | | |
|---|---|---|---|
| Sl | Arenit foarte fin-grosier, uneori ruditic | Stratificații oblice cu unghi mic (<15$^0$ înclinare) | Microcanale/depresiuni, dune *humpback*, antidune |
| Ss | Arenit foarte fin-grosier, uneori ruditic | Structuri erozionale, stratificații oblice difuze, uneori granoclasări | Microcanale/depresiuni |
| Sm | Arenit fin-foarte grosier | Masive, slab stratificate | Curgeri gravitaționale |
| Fl | Arenit silt, lutit | Laminații fine, microondulații | Câmpie aluvială *(overbank)*, canale abandonate, curenți slabi |
| Fsm | Silt, lutit | Masive | Mlaștini *(backswamp)*, canale abandonate |
| Fm | Lutit, silt | Masive, crăpături de uscare *(desiccation cracks)* | Câmpie aluvială, canale abandonate, cuverturi *(drape)* |
| Fr | Lutit, silt | Masive, rădăcini, bioturbații | Sol (stadiu incipient) |
| C | Cărbune, lutit (cărbunos) | Fitoclaste, laminații discontinue | Mlaștini *(swamp)* |
| P | Carbonatic (calcit, siderit) | Structuri pedogenetice, calcreturi | Paleosol |

### Asociații litologice; arhitecturi specifice

Un sistem fluviatil, în ansamblu, se caracterizează printr-o asociație de corpuri aluvionare – *elemente arhitecturale* (canale, bare, cuverturi etc.) – de o anumită extindere spațială și o anumită poziție în raport cu elementele profilului transversal sau longitudinal. În separarea elementelor arhitecturale fluviatile, Miall (1985) a propus utilizarea următoarelor criterii:

1. Natura suprafețelor limită *(bounding surfaces)*: erozionale, gradate, plane, neregulate, curbe (aspect concav/convex).

2. Morfologia externă (geometria sau arhitectura corpurilor): pânză, lentilă, prismă, microdepresiune, canal etc.

3. Scara: grosime, extindere (paralel/perpendicular pe direcția de curgere).

4. Litologia: asociația de granofaciesuri, morfofaciesuri, structofaciesuri.

5. Geometria internă: natura și dispoziția suprafețelor de discontinuitate internă și relația acestora cu suprafețele de stratificație de ordin superior (1 și 2) (ex. paralel, trunchiere erozională, *onlap, downlap*).

6. Datele despre paleocurenți: poziția indicatorilor de curgere – plane *S* și liniații *L* – față de suprafețele de discontinuitate interne și morfologia externă a corpului.

În acord cu aceste criterii, Miall (1985, 1988, 1996) a identificat și descris tipurile arhitecturale definitorii ale sistemelor fluviatile (fig. 2.40, tabelul 2.3). Ele corespund unor unități depoziționale încadrate de suprafețe de ordinul 3–5 (grupurile 5–7 în tabelul 2.4).

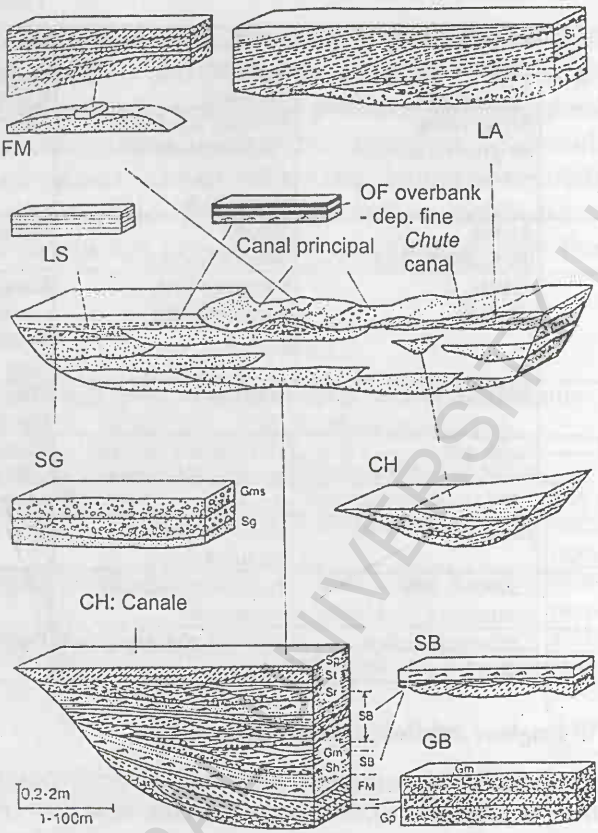



Fig. 2.40. Elemente arhitecturale fluviatile (după Miall, 1985, cu modificări).
Pentru semnificația codurilor vezi tab. 2.3.

*Tabelul 2.3*

Elemente arhitecturale (corpuri) în sisteme fluviatile
(după Miall 1985, 1988, 1996, cu modificări)

| Element arhitectural | Cod engl. | Asociații de facies (definitorii) | Geometrie, relații |
|---|---|---|---|
| Canale (*channels*) | CH | Orice combinație | Digitații, lentile sau pânze, scară variabilă; bază erozională, aspect concav; suprafețe interne, aspect concav, tip erozional, de ord. 3, comune |
| Bare grosiere, ruditice (*gravelly bars and bedforms*) | GB | Gm, Gp, Gt | Lentile, cuverturi; uzual corpuri tabulare; interstratificate cu SB; frecvente suprafețe de discontinuitate internă (ord. 3) |
| Forme de fund arenitice (*sandy bedforms*) | SB | St, Sp, Sh, Sl, Sr, Ss | Lentile, pânze, cuverturi, prisme; apar ca umpluturi de canal, crevase, bare minore |

BCU CLUJ CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

*Tabelul 2.3 (continuare)*

| | | | |
|---|---|---|---|
| Macroforme de acreție în aval (progradare) (*down-stream-accretion macroforms*) | DA | St, Sp, Sh, Sl, Sr, Ss | Lentile cu baza plană sau erozională; suprafețe interne, aspect concav–convex, tip erozional, de ord. 3 (de reactivare); topul corespunde unei suprafețe de ord. 4 |
| Macroforme de acreție laterală (*point-bars, lateral-accretion macroforms*) | LA | St, Sp, Sh, Sl, Ss; rar Gm, Gt, Gp | Prisme, pânze, lobi; suprafețe interne de acreție laterală de ord. 3 |
| Umpluturi în depresiuni erozionale (*scour hollows*) | HO | Gh, Gt, St, Sl | Depresiuni, umpluturi asimetrice |
| Curgeri gravitaționale (*sediment gravity flows*) | SG | Gmm, Gmg, Gci, Gcm | Lobi, pânze interstratificate cu GB |
| Pânze laminate (*laminated sand sheets*) | LS | Sh, Sl; subordonat Sp, St, Sr | Pânze, cuverturi |
| Cuverturi de câmpie aluvială (*overbank fines*) | OF | Fm, Fsm, Fl, Fr; C, P | Cuverturi de grosime variabilă, ce pot avea în alcătuire: levee (element LV), canale de crevasă (CR), conuri de crevasă (CS), canale abandonate (CH FF); cuverturi fine (FF) |

## CORPURI ÎN ALBIA MINORĂ

**Canale (elemente CH).** Marea majoritate a sedimentelor grosiere (ruditice, arenitice) din sistemele fluviatile se depun în subsisteme de canal. Utilizarea acestui termen a fost recomandată inițial (Miall, 1985) pentru caracterizarea canalelor minore/subordonate în cadrul unui canal principal și pentru cazurile în care umplutura canalului nu poate fi divizată în alte componente (ex. GB, DA, LA). Acest mod de definire este, în opinia noastră, destul de ambiguu și greu de aplicat; de aceea, recomandăm utilizarea lui în toate situațiile în care se poate separa un „canal", indiferent de scară (cu eventuala precizare a arhitecturilor de ordin inferior care îl compun).

Canalele au ca bază suprafețe erozionale cu morfologie concavă, în timp ce topul poate fi erozional sau gradat (tabelul 2.4).

BCU IAȘI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

*Tabelul 2.4*

Ierarhia unităților depoziționale în sistemul fluviatil (după Miall, 1991, cu modificări)

| Grup | Procese | Durata (ani) | Rata sedim. (m/1 000 ani) | Unități depoziționale | Ordinul și caracteristicile limitelor |
|---|---|---|---|---|---|
| 1 | Ciclul *burst-sweep* | $10^{-6}$ | | Lamină | Ord.0; suprafață de laminație |
| 2 | Migrația formelor de fund | $10^{-5-4}$ | $10^{5}$ | *Ripples* (micro-forme) | Ord.1; limită de set |
| 3 | Migrația formelor de fund | $10^{-3}$ | $10^{5}$ | Dune diurne | Ord.1; limită de set; suprafețe de reactivare |
| 4 | Migrația formelor de fund | $10^{-2-1}$ | $10^{4}$ | Dune (mezo-forme) | Ord. 2; limită de coset |
| 5 | Evenimente sezoniere, inundații (ex.10 ani) | $10^{0-1}$ | $10^{2-3}$ | Macroforme–stadiu de creștere (*growth increment*) | Ord. 3; suprafețe oblice ($5–20^{0}$ înclinare în direcția de acreție) |
| 6 | Inundații (ex.100 ani), migrația barelor și canalelor | $10^{2-3}$ | $10^{2-3}$ | Macroforme *(point bar, levee, splay)* Paleosoluri imature | Ord. 4; aspect convex (ex. top macroforme), concav (canale minore) sau plan (câmpii aluviale) |
| 7 | Procese geomorfice de termen lung (ex. avulsia canalelor) | $10^{3-4}$ | $10^{0-1}$ | Canale, lob deltaic, paleosoluri mature | Ord. 5; aspect plan–concav (canal) |
| 8 | Cicluri Milankovič (ord.5), evoluții controlate tectonic | $10^{4-5}$ | $10^{-1}$ | Rețea de canale *(channel belt)*, con aluvial, secvențe de facies | Ord.6; relativ plane sau neregulate, cu extindere regională, sau baza văilor incizate *(incised valleys)* |
| 9 | Cicluri Milankovič (ord.4), evoluții controlate tectonic | $10^{5-6}$ | $10^{-1-2}$ | Sistem depozițional aluvial, secvență depozițională | Ord.7; limită de secvență *s.s.* (*sequence boundary*), aspect relativ plan sau neregulat, extindere regională |
| 10 | Procese tectonice și eustatice de ord. 3 | $10^{6-7}$ | $10^{-1-2}$ | Complex bazinal | Ord. 8; suprafață de discontinuitate regională *(disconformity)* |

BCU IAȘI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

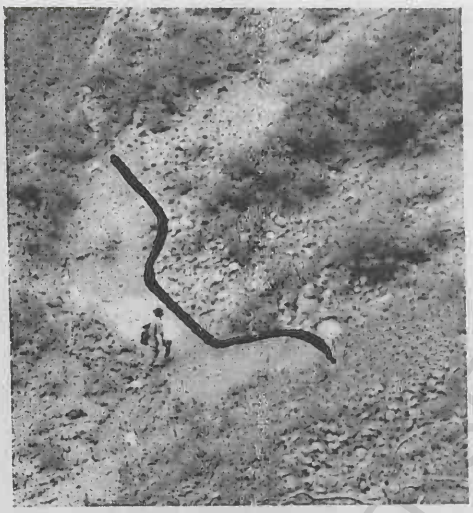


Fig. 2.41. Element arhitectural tip CH (Carpații Orientali, Conglomeratele de Brebu, Miocen). Baza erozională ord. 5 (marcată în foto), umplutura canalului grosieră (după Popa, 2000).

Geometria CH este definită de adâncime, raportul lățime/adâncime și sinuozitate.

Recunoașterea arhitecturilor CH în depozite fluviatile depinde de posibilitatea de a putea defini marginile canalului (Miall, 1996) (fig. 2.41); acest lucru este dificil când nu există posibilitatea de corelare laterală a faciesurilor (de ex. date de foraj sau aflorimente reduse ca extindere). În această situație, delimitarea CH se poate face pe baza secvențelor de facies; de ex. în cazul elementelor CH a căror umplere se realizează în principal prin agradare, secvența ideală poate cuprinde următoarele tipuri de arhitecturi: GB-DA-SB-FF LS-SB-FF (Miall, 1996).

**Bare ruditice (elemente GB).** Acest tip arhitectural are în alcătuire 3 faciesuri definitorii (Gh, Gt și Gp) și se dezvoltă cu precădere în cursurile împletite și în conurile aluviale. Creșterea acestora se face prin agradare și progradare; în structura lor, arhitecturile de ordin inferior (mezoforme – ex. lentile, pânze, cuverturi) apar delimitate de suprafețe de discontinuitate ca efect al stadiilor majore de creștere (generate de evenimente sezoniere, inundații) (fig. 2.42). Mezoformele individuale (1 m grosime) pot alcătui secvențe *fining-* sau *coarsening-upward* (în funcție de modul de acreție și hidrodinamica fiecărui stadiu de creștere) și tind să devină mai fine în aval.

Elementele GB se pot dezvolta în mijlocul canalului sau pot apare atașate de mal (fig. 2.42); din punct de vedere spațial, ele au fost descrise ca bare punctuale, alternative sau laterale (Miall, 1996). Ele pot forma succesiuni cu grosimi de zeci și chiar sute de metri. Tranzițiile dintre aceste tipuri sunt generate de variații ale direcției de curgere și fluctuații ale regimului hidrodinamic (în relație cu variațiile nivelului de bază al râului).

BCU CLUJ UNIVERSITY LIBRARY

Elemente SB – sub formă de pânze, lentile, microdelte, cuverturi în microcanale – constituie 5–10% din faciesurile GB (Miall, 1996). Migrația canalelor poate provoca erodarea topurilor din unitățile GB şi, implicit, interstratificațiile GB-CH. În cazul apariției barelor alternative, direcția de curgere tinde să devină „meandrată", ceea ce poate conduce la inițierea proceselor de acreție laterală, cu dezvoltarea bancurilor arcuite (*point bars* – elemente LA).

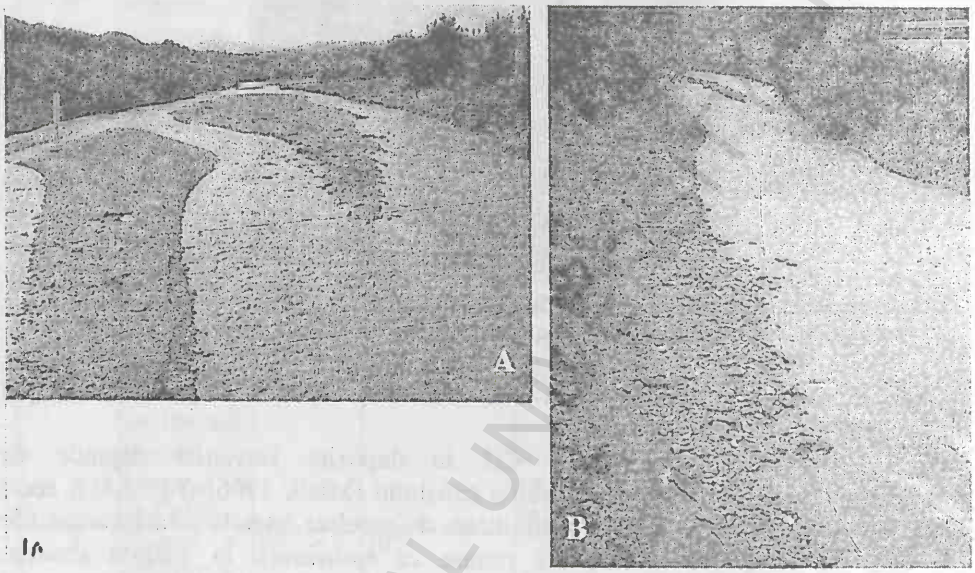



Fig. 2.42. Elemente arhitecturale tip GB (Carpații Orientali). (A) Bare în canal (V. Slănicului de Buzău); topul barelor este reactivat (în urma unei inundații), noi faciesuri grosiere (Gh) agradează (formând mezoforme lentiliforme – a, b, c); eroziunea continuă marginal în timpul scăderii nivelului de bază al râului (în lungul unor canale minore, ce taie bara inițială – săgeata). (B) Bare atașate de banc (V. Bicazului); faciesul dominant: Gh (imbricat) (foto Anastasiu, 2005).

**Macroforme de acreție în aval (elemente DA).** Naşterea complexelor de bare arenitice în sistemele fluviatile este rezultatul progradării (în cazul DA) sau al acreției laterale (LA) (Miall, 1985, 1996) (fig. 2.43).

Elementele DA sunt caracteristice sistemelor împletite (*braided*), având dimensiuni cuprinse între 1–15 m grosime şi 10–1 000 m lungime (ex. Brahmaputra, Columbia River, Canada). În timp ce grosimea lor poate fi o măsură a adâncimii minime a canalului, lățimea lor depinde de migrările canalului. Trăsătura esențială a acestor arhitecturi o constituie coseturile (oblice, înclinate în aval), generate de progradare–migrare şi suprafețele de discontinuitate de ord.1, 2 şi 3, oblice cu înclinări mici (Allen, 1983; Miall, 1988, 1992). Alcătuirea internă a elementelor DA (mezoforme) reflectă cel mai probabil variațiile nivelului de bază al râului (Miall, 1992).

Fig. 2.43. Secțiune într-un element arhitectural DA (sand flat, Saskatchewan River, Canada). În succesiune se disting 2 stadii majore de creştere (sugerate de suprafețele erozionale de reactivare – marcate prin săgeți – în lungul cărora există claste grosiere izolate). Topul este ondulat (facies Sr) şi corespunde unei suprafețe de ord.4. Depunerea s-a făcut în principal prin progradare (subordonat agradare), sensul general de curgere fiind către dreapta (foto: sursă Internet).

Etapele de creştere a acestor macroforme pot fi marcate de suprafețe de reactivare (*reactivation surfaces*) – suprafețe oblice cu înclinare mică ($<15^0$), care trunchiază erozional mai multe seturi. Aceste suprafețe sunt drapate cu sedimente fine (silto-lutitice) sau sunt acoperite de „brecii" cu galeți moi.

**Macroforme de acreție laterală** (bancurile arcuite cu elemente LA, echivalentul termenului ***point bar***). Prin procese de acreție laterală (direcția de acreție şi curgere elicoidală este oblică, $> 60^0$, sau perpendiculară față de direcția curentului) se formează corpuri arcuite; ele sunt specifice cursurilor meandrate. Procesul de acreție poate fi activ şi în alte subsisteme (cursuri împletite, drepte, cordoane litorale etc.), ca element definitoriu al sistemelor meandrate; astăzi, este preferat termenul LA, deoarece procesele de acreție laterală pot avea loc şi în cursurile drepte sau împletite, când curgerea poate căpăta un traseu „meandrat" (fig. 2.44).

În secțiunea bancurilor arcuite pot fi identificate suprafețe de stratificație ce delimitează coseturile oblice; ele sunt suprafețe de reactivare de ord. 3, ce apar ca rezultat al variațiilor nivelului de bază (ex. variații sezoniere etc.).

BCU CLUJ CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

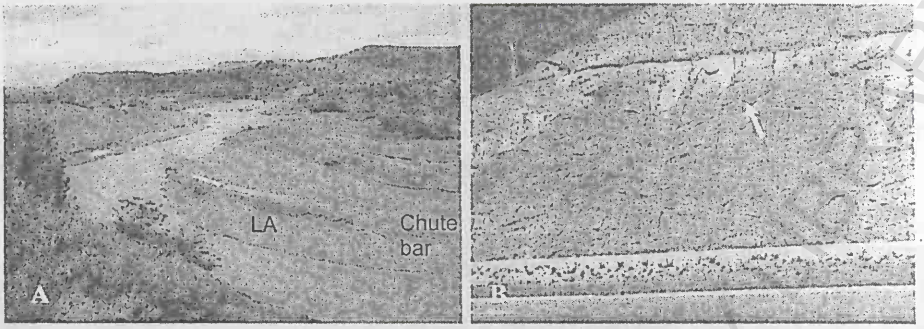



Fig. 2.44. (A) *Point-bar* (element LA–V. Slănicului de Buzău, Carpații Orientali). Sensul de curgere este către dreapta. De remarcat canalul de inundare (săgeata) și bara de inundație (*chute-bar*) depuse la capătul din aval al meandrului. (B) Element LA într-un sistem meandrat (Carbonifer, Kentucky, S.U.A.; sursa: Internet). De remarcat suprafețele interne tip epsilon cu trăsături diagnostice (scară mare, unghi de înclinare mic, aspect curbat concav-convex). Topul (aspect ușor convex, suprafață de ord. 4) este marcat de o cuvertură de sedimente fine (element FF, posibil și SB).

**Formele de fund arenitice (elemente SB)** sunt tipuri arhitecturale tabulare sau lentiliforme și definesc atât corpuri de *overbank* (ex. conuri de crevasă, bare minore în câmpiile aluviale – v. secțiunea OF), cât și corpuri depuse în canal: topurile unor macroforme de acreție, unele pânze arenitice depuse în sisteme împletite (dar care nu evoluează spre bare). Topurile macroformelor sunt marcate de cuverturi subțiri de sedimente fine, arenitice și/sau siltice, cu un structofacies oblic–stratificat Sr. Acestea se depun în timpul scăderii nivelului de bază al râului (după evenimente hidrodinamice importante) și conferă secvenței un caracter *fining-upward* (fig. 2.45).

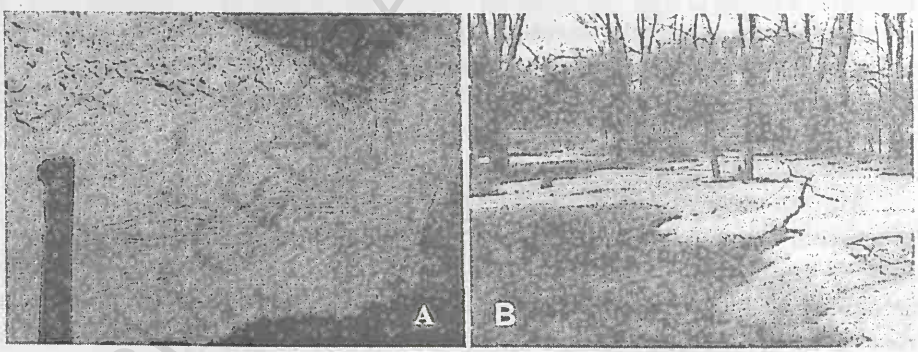



Fig. 2.45. (A) Detaliu, element SB la partea superioară a unui *point bar* (Brazos River, Texas). În succesiune se disting faciesurile St și Sr, precum și topul convolut. (B) Elemente SB (Plate River, Nebraska), alcătuite predominant din faciesuri St-Sp și Sr (foto: sursă Internet).

În anumite cazuri, depozitele unui sistem fluviatil pot fi în întregime alcătuite din unități SB (de ex. conuri aluviale în ambiante distale, precum și sisteme împletite asociate acestora). Arhitecturile tipice sunt de pânză, iar secvențele definitorii, tip *fining-upward,* cuprind asociații Sh, Sp/ St, Sr, Fl (Miall, Gibling, 1978).

**Pânze laminate (elemente LS).** În condiții de regim de curgere superior, la viituri, de exemplu, apar pânzele de inundație *(flash floods)*. Ele prezintă arhitecturi tabulare şi pot fi expresia unui facies individual (a unui singur eveniment depozițional). Ating până la 2 m grosime şi se dezvoltă lateral pe mai mult de 100 m. Baza lor este plană sau neregulat-erozională, iar topul, deseori gradat, poate apare marcat de faciesuri St, Sp, Sr (care indică trecerea la un regim de curgere inferior).

**Umpluturi în depresiuni erozionale (elemente HO).** Cercetări relativ recente au impus o reconsiderare a unităților tip CH, pentru anumite situații. Cowan (1991) a identificat în Formațiunea Morrison un element arhitectural descris anterior drept „canale mici"; dimensiunile sunt semnificative (până la 20 m adâncime, 250 m lățime), suprafața bazală este erozională (ord. 4), iar înclinarea acesteia este mare. Trăsăturile-diagnostic sunt date de morfologia generală – care nu este tip „canal", ci tip depresiune – şi de faciesurile definitorii (Sh şi Sl, suprafețele de stratificație ale Sl înclinând în sensul curentului). Aceste depresiuni pot fi colmatate prin mecanisme de acreție laterală şi agradare, sunt simetrice (sau chiar asimetrice) şi găzduiesc seturi Sl perpendiculare sau oblice față de axa depresiunii.

Mecanismele de formare ale acestor arhitecturi sunt încă neclare, însă morfologia lor sugerează procese locale, generate de vortex-uri cu mare capacitate erozivă. De aceea, adâncimea lor depăşeşte adâncimea canalului; în consecință, potențialul lor de conservare este foarte mare, iar recunoaşterea lor în secvențele vechi poate deveni un criteriu (adițional) în stabilirea direcțiilor de paleocurenți.

**Curgeri gravitaționale (elemente SG).** Surparea malurilor generează mecanisme de curgere în masă cu formare de lobi sau lentile/pânze lentiliforme alcătuite din următoarele unități de facies: GB sau SB şi, respectiv, Gmm, Gmg, Gci şi Gcm (fig. 2.46).

Fig. 2.46. Element SG (Wrightwood, California). De remarcat prezența a 2 lobi suprapuşi (marcați în foto), cu segregarea materialului clastic (materialul grosier este dispus la marginea lobilor, cu tendință de „imbricație") (foto D.M.Morton, sursă Internet).

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Acest tip arhitectural este legat de procese de tip *debris flows* și alte mecanisme conexe (v. secțiunea faciesuri). Faciesurile individuale ating 0,5–3 m grosime (rar depășind 3 m), dar prin suprapunere pot ajunge la grosimi însemnate; în plan, aceste unități au aspect lobat, cu lățimi de câteva zeci de metri și lungimi de câțiva km (Blair, McPherson, 1992). Unitățile individuale au limitele bazale neregulate, cu caracter non-erozional, iar depunerea acestora urmărește neregularitățile substratului. Aceste unități sunt definitorii pentru sistemele de con aluvial (v. secțiunea con aluvial), ca și pentru secțiunile proximale ale sistemelor împletite.

## CORPURI ÎN ALBIA MAJORĂ

**Cuverturi de câmpie aluvială (elemente OF).** Cuverturile de sedimente (aluviuni) apar ca unități definitorii pentru sistemele fluviatile cu debit mixt și în suspensie și tind să formeze câmpii aluviale extinse – ele se pot clasifica (Miall, 1996) (v. și tabelul 2.3) în:

a) corpuri relativ grosiere, formate în vecinătatea canalului, la viituri (levee, conuri și canale de crevasă);

b) corpuri subțiri fine, în ambianțe de energie scăzută (canale abandonate, cuverturi aluviale).

*Leveele.* Constau din depozite de unități ritmice arenit-silt, fin-laminate sau microondulate (facies Fl), în care bioturbațiile și activitatea vegetală au putut distruge structurile primare. Fiecare ritm reprezintă un eveniment major (o viitură din timpul unei inundații). Geometria tipică este de prismă (până la 10 m grosime, 3 km extindere – cazuri citate în Miall, 1996), cu granulometrie progresiv mai fină și tendință de subțiere înspre câmpia aluvială.

*Canalele și conurile de crevasă.* Canalele de crevasă se pot identifica după baza erozională (aspect concav, ord. 4), apropierea de canalul principal și direcția perpendiculară sau oblică față de acesta (fig. 2.47 A).

Conurile de crevasă sunt corpuri aproximativ tabulare, în grosime de 1–2 m și extindere de zeci și sute de metri (fig. 2.47 A); ele constituie, de fapt, unități SB ce trec lateral la cuverturi fine (elemente FF). Ele grupează atât asociații de faciesuri *coarsening-upward*, cât și *fining-upward*, ce indică faze de progradare sau, respectiv, abandonare. Printre trăsăturile diagnostic pot fi menționate fitoclastele și fragmentele de oase.

*Canale abandonate.* Reprezintă elemente componente ale sistemelor meandrate și anastomozate și sunt legate de procese de modificare a traiectului principal de curgere a râului, în relație cu segmentele meandrate (v. elemente LA); în aceste cazuri, segmentul părăsit se va colmata cu sediment fin (silt-lutit), în secvența depozitelor (arenitice) canalului inițial apărând „ecranate" de lentile de material fin (fig. 2.47 B).

BCU "Lucian Blaga" UNIVERSITY LIBRARY

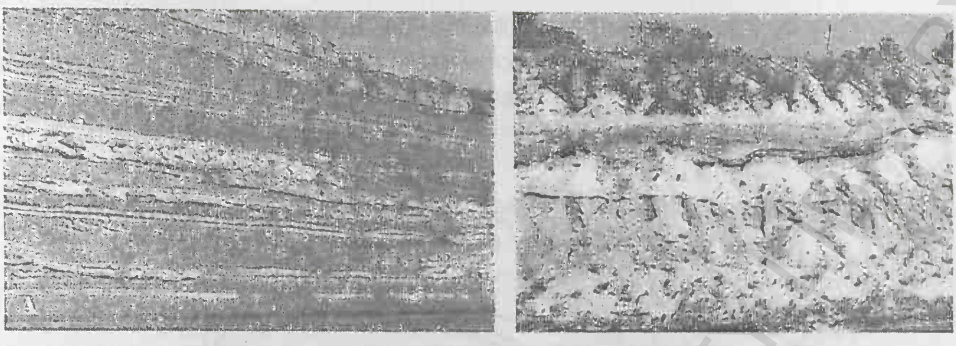


Fig. 2.47. (A) Depozite de câmpie aluvială (Fm. Moenkopi, Triasic, Arizona): duricruste (caliche – alb), conuri de crevasă (roşu deschis) şi cuverturi aluviale. Unitatea de canal (baza) este un canal abandonat sau un canal de crevasă (foto: Miall, 1996). (B) Canal abandonat (alb – Gresia de Simmsboro, Cretacic, Texas) (foto: sursă Internet).

*Cuverturi aluviale.* Sunt elementele dominante ale ambianţelor de *overbank.* Sunt alcătuite din unităţi tabulare, fiecare unitate având sute de $m^2$ sau $km^2$ în suprafaţă, depuse din suspensie în condiţii de energie (foarte) scăzută. Procesele pedogenetice sunt definitorii şi pot distruge laminaţia primară; duricrustele (calcaroase, silicioase, feruginoase) sunt adesea asociate. Turbăriile instalate pe câmpia aluvială pot evolua spre depozite importante de cărbune.

**Stiluri fluviatile, subsisteme şi modele de facies**

Noţiunea de „stil fluviatil" a fost introdusă de Miall (1992) pentru a scoate în evidenţă ambianţele depoziţionale care se nasc prin modificarea debitelor solide în timpul transportului de către un curent de apă şi, uneori, concomitent, prin schimbarea gradului de sinuozitate a cursului respectiv. Aceleaşi faciesuri clastice identificate a fi fluviatile se pot asocia în mod diferit pentru a genera trei subsisteme separate:

1. *Cursurile împletite* (*braided*) sunt caracterizate prin: debit tractat; viteză şi competenţă mari; sinuozitate scăzută (1,1–1,2); stabilitate scăzută – moderată; canale grosiere, raport lăţime/adâncime ridicat. Exemple clasice: Brahmaputra (20 km lăţime; 40 m grosime; raport lăţime/adâncime 50:1–500:1). Trăsături-diagnostic (fig. 2.48):

Curs superior ( >50% rudit) *(gravel bed rivers)*:
- faciesuri proximale: Gp, Gt, Sp, St, Sr; subordonat Fl, Fm;
- structuri dominante: masive; stratificate (oblic);
- corpuri: unităţi GB, DA; SG în ambianţe proximale;
- SB (subordonat), LS (rar);
- asociaţii: secvenţe *fining-upward* rudito-arenitice;
- secvenţe autociclice *(autocyclic sequences).*

Curs inferior (<10% rudit, în special arenit şi silt) *(sand bed braided rivers)*:

– faciesuri distale: Sh, Sr, Gm, Fl, Fm, St;
– structuri dominante: oblice, paralele;
– corpuri: SB, DA, LA, LS, HO; subordonat GB;
– intercalații de tip *overbank* (FF).

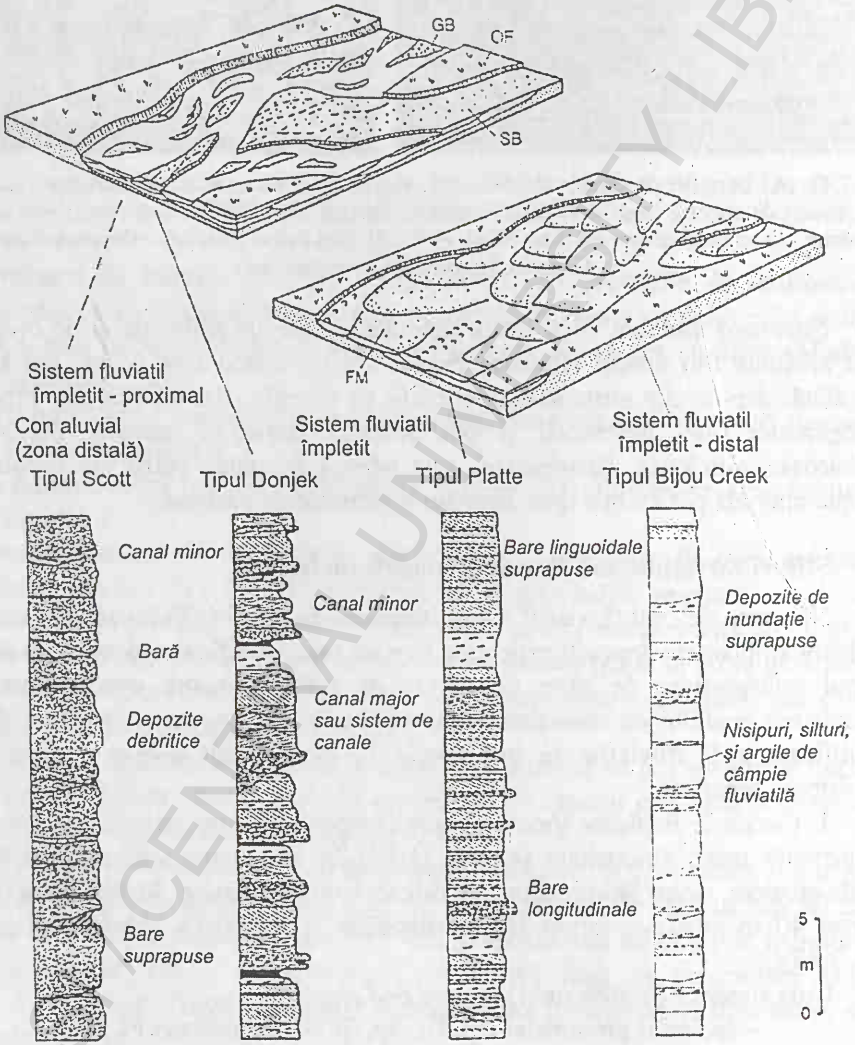



Fig. 2.48. Sistemul fluviatil împletit (*braided*) (după Miall, 1985, din Einsele, 1992).

2. *Cursurile meandrate (meandering)* sunt particularizate prin: sarcină mixtă, transport predominant în suspensie; viteză medie; sinuozitate mare (>1,5); stabilitate moderată; canale mixte sau fine, raport lățime/adâncime intermediar. Trăsături-diagnostic (fig. 2.49; 2.50):

BCU IAȘI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

– faciesuri: asociații de faciesuri arenitice stratificate oblic și paralel, cu ondulații, cu tendință *fining-upward*; *epsilon cross-bedding*;

– depozite *red beds* în câmpiile aluviale expuse în climat arid/semiarid;

– corpuri: umpluturi de canal (*channel fill*) – CH; *point-bar, chute-bars, bars* – LA, DA, SB;

– unități OF: *oxbow lake*; *levee/crevasse splays*; cuverturi *floodplains*;

– faciesuri asociate: cărbuni, orizonturi pedogenetice.

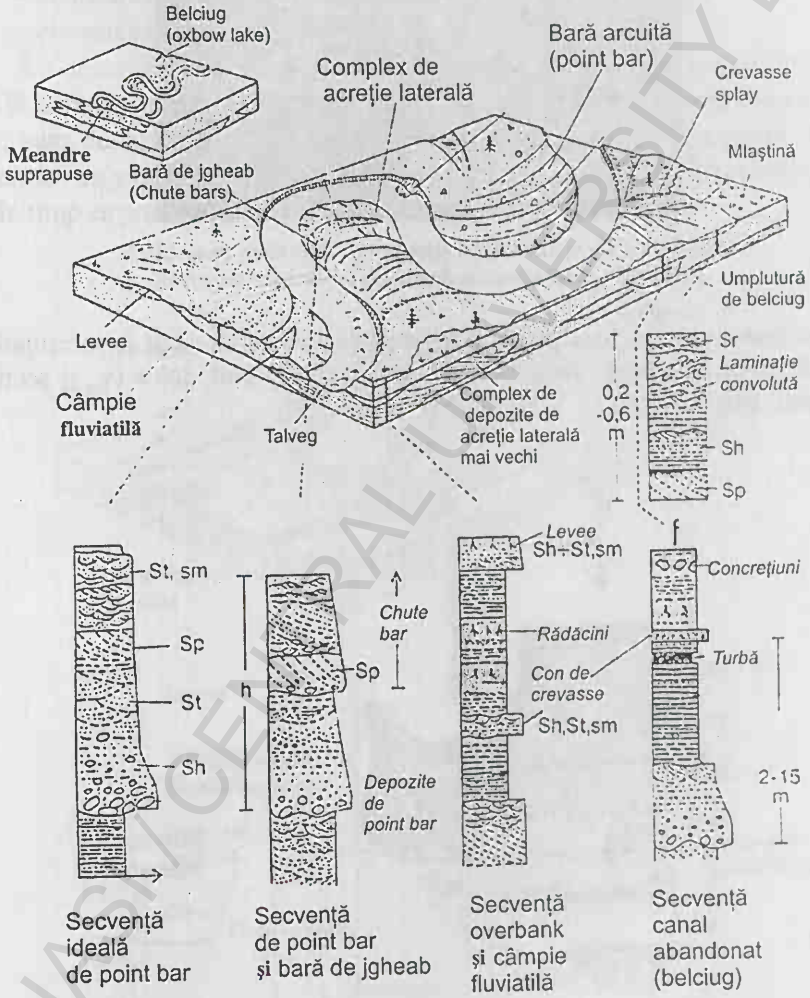



Fig. 2.49. Sistemul fluviatil meandrat (*meandering*) (după Miall, 1985, din Einsele, 1992).

Reprezintă probabil cel mai studiat stil fluviatil (ex. clasic – râul Mississippi) (Fisk, 1944, 1947; Farrel, 1987; Jordan, Prior, 1992 *in fide* Miall, 1996). În canal,

BCU IAȘI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

corpurile sunt predominant arenitice (deşi nivele intraformaționale ruditice rezultate prin erodarea bancurilor pot fi prezente).

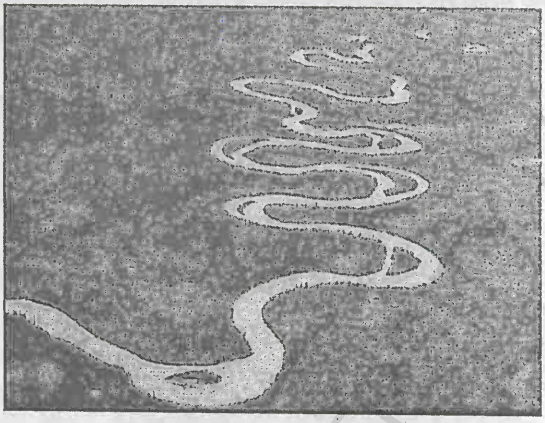


Fig. 2.50. Sistem meandrat (Mississippi – foto Cairncross, 2003).
De remarcat arhitecturile definitorii *(point bars*, inundate).

Sedimentarea devine specifică în arealele meandrate, atât în porțiunile de canal cât şi de *overbank,* cu individualizarea unor corpuri tipice (v. şi secțiunea arhitecturi) (fig. 2.51).

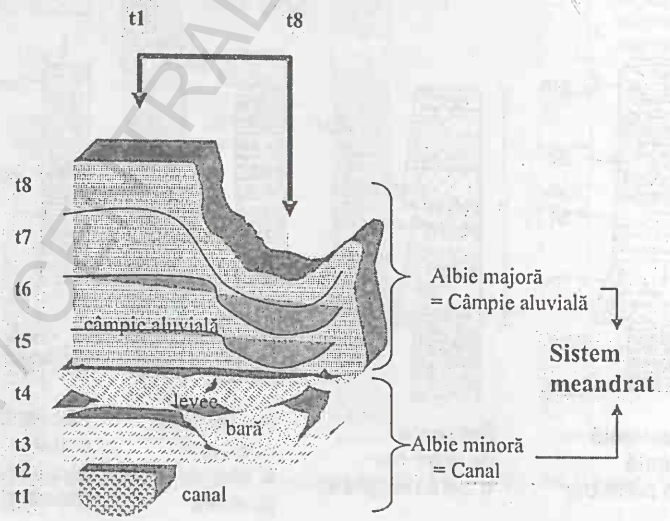



Fig. 2.51. Evoluția în timp a faciesurilor aluviale prin trecerea de la faciesuri de canal la faciesuri de câmpie aluvială pentru un sistem meandrat: în timp, prin trecerea de la $t_1$ la $t_8$ axul canalului principal s-a deplasat de la stânga la dreapta, iar faciesurile de câmpie aluvială au acoperit faciesurile de canal.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

3. *Cursurile anastomozate (anastomosed)* se dezvoltă în cursurile inferioare afectate de creşterea nivelului de bază şi sunt dominant mâloase, de energie redusă, de gradient scăzut şi stabilitate ridicată; canalele au raportul lăţime/adâncime scăzut. Trăsături-diagnostic (fig. 2.52; 2.53):

– faciesuri: lutite laminate, silturi în asociaţii *fining-upward*; subordonat arenite (fine), stratificate paralel sau oblic; conţinut ridicat de substanţă organică;

– corpuri: canale abandonate (*abandoned channel fill*) – CH;

– elemente SB, CH (LA) caracteristice;

– elemente OF; depozite cărbunoase.

4. *Cursurile drepte* (*straight*) au fost descrise ca fiind exemple cu debit tractat (>11% material grosier – ex. Maunachira, Botswana) şi cu debit în suspensie (ex. Rin); sunt cursuri stabile, iar canalele au raport lăţime/adâncime redus. Prezintă asemănări cu cazul anastomozat, însă în secvenţe predomină elementele CH, SB, FF, în timp ce ponderea elementelor LA scade.

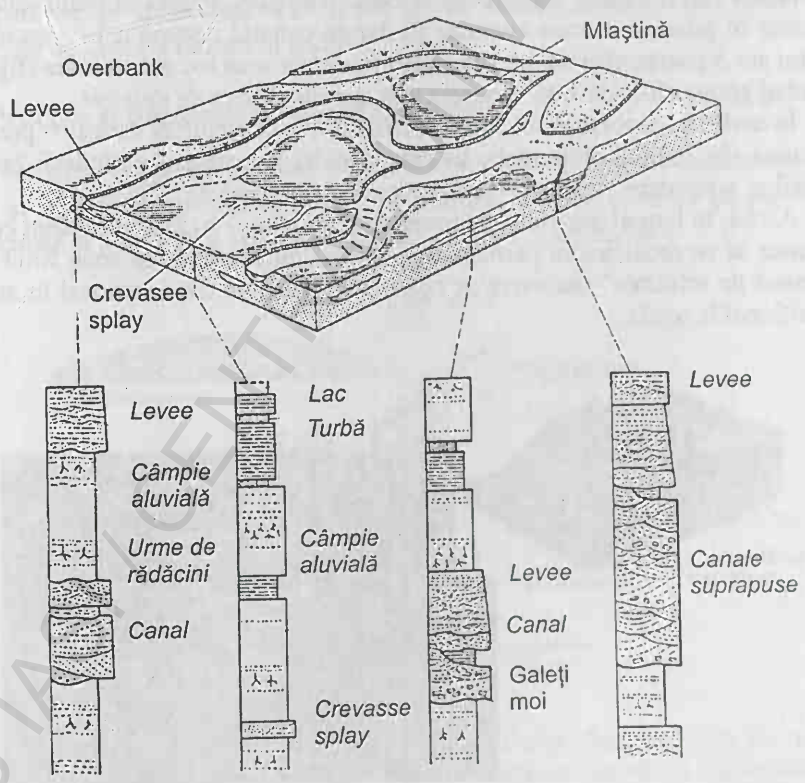



Fig 2.52. Sistem fluviatil anastomozat (după Miall, 1985, din Einsele, 1992).

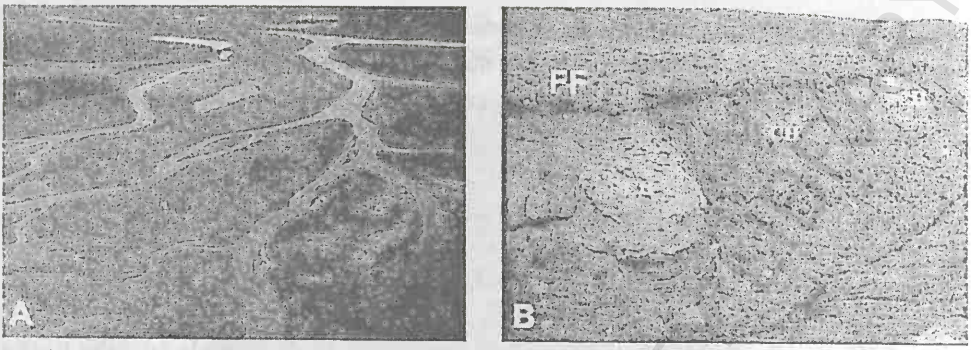



Fig. 2.53. Sisteme anastomozate: actual (Botswana) (*A*) expus în afloriment (*B*). Canalele (CH) – izolate, înguste/adânci, tip *ribbon* – apar „încastrate" în cadrul arhitecturilor de câmpie aluvială (FF).

## SUBSISTEMUL DE CON ALUVIAL (*ALLUVIAL FAN*)

Conul aluvial este un corp sedimentar subaerian, de formă conică, acumulat din cursuri intermitente, torențiale, la baza pantelor; apexul conului este situat proximal în punctul în care curentul părăsește canalul dezvoltat pe versant; baza conului are o poziție distală, pe patul plan pe care a avut loc acumularea (fig. 2.54). În limbaj geomorfologic este cunoscut sub numele de *con de dejecție.*

În astfel de ambianțe, în zonele proximale – de gradient ridicat – predomină eroziunea (în canalul principal); în cele distale, pe măsura extinderii laterale a curgerilor, o pondere mai mare o au procesele depoziționale.

Astfel, în lungul profilului transversal al conului – cu aspect evident concav – secțiunea sa se modifică în permanență, limita dintre cele două zone fiind de fapt un „punct de echilibru" (*intersection point*) între două profile (erozional în amonte – depozițional în aval).

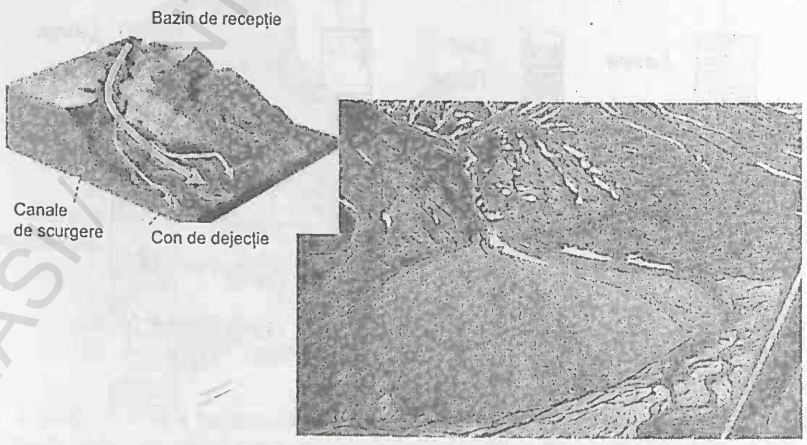



Fig. 2.54. Model geometric asupra unui organism torențial alături de imaginea unui con de dejecție care a acoperit albia unui sistem împletit (foto: sursă Internet).

### Factorii sedimentării

Formarea şi evoluţia conurilor aluviale este controlată de:

– calitatea şi poziţia ariei-sursă; zonele alterabile şi friabile (argile) generează conuri mai largi decât cele masive, cu roci dure (gresii);

– energia de relief, înclinarea pantelor şi suprafaţa bazinului de drenaj; suprafaţa conului este condiţionată de cea a bazinului; panta conului descreşte cu mărimea suprafeţei acestuia;

– climă (regimul precipitaţiilor); în zonele umede, conurile sunt mai plate decât în cele aride;

– lipsa vegetaţiei;

– spaţiul accesibil pentru depozitare, care determină suprafaţa conului; în spaţii largi, conurile au tendinţa de dezvoltare pe laterală;

– tectonică; conurile din zone subsidente sunt mai groase şi de câteva ori mai largi decât conurile acumulate în arii stabile;

– influenţa ambianţelor depoziţionale adiacente; conurile aluviale ce debuşează în sectoare cu ape stătătoare, lacustre sau litorale (conuri deltaice – *fan delte*) vor fi influenţate de energia bazinului receptor.

### Procese şi produse; faciesuri-diagnostic

Formarea conurilor aluviale este influenţată în special de scăderea vitezei, puterii şi adâncimii curenţilor de apă, pe măsura refulării acestora pe suprafeţele nou-formate şi a infiltrării apei în depozitele anterior acumulate.

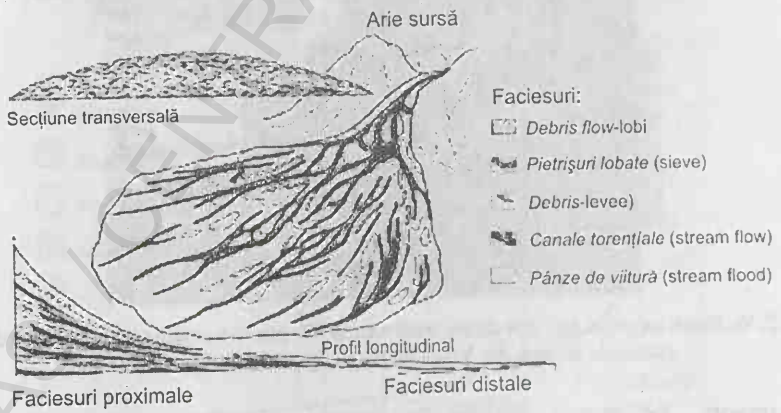



Fig. 2.55. Model generalizat al unui sistem de con aluvial (după Spearing, 1974, din Anastasiu, Panaiotu, 1995): – în vedere laterală (suprafaţa conului); – în secţiune transversală; – în secţiune radială. De remarcat, poziţia şi asocierea faciesurilor definitorii (*debris flows, sieve, streamflows, sheetfloods*) în raport cu punctul de echilibru (*intersection point*).

BCU IAŞI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Transportul aluviunilor se face prin curgeri intermitente de diverse tipuri rheologice, de competență ridicată. Depunerea materialului grosier este urmată de infiltrarea apei și antrenarea mecanică a fracției fine, argiloase, în spațiul intergranular generat anterior. Modelul radial al paleocurenților unidirecționali este tipic.

Rata de sedimentare pentru conurile din regiuni umede: 15 m /2 – 3 ani (la precipitații de 1 500–2 500 mm/an).

**Faciesuri-diagnostic.** Faciesurile depoziționale specifice conurilor aluviale sunt (fig. 2.55):

1. **Faciesuri de curgere gravitațională** – *gravity flows* (ruditice – *debris flows* – fig. 2.56; mâloase – *mud flows* – fig. 2.57):

– au granulometrie variabilă (curgerile grosiere pot antrena blocuri de ordinul metrilor);

– contactele cu unitățile subiacente sunt nete;

– apar ca blocuri angulare/subangulare, amestecate uneori cu pietrișuri, prinse într-o matrice argiloasă, în corpuri de tip lobi/pânze lobate, *levee* sau corpuri linguoide (spre apexul conului);

– flancurile interne ale corpurilor depoziționale au sortare mai bună decât flancurile externe;

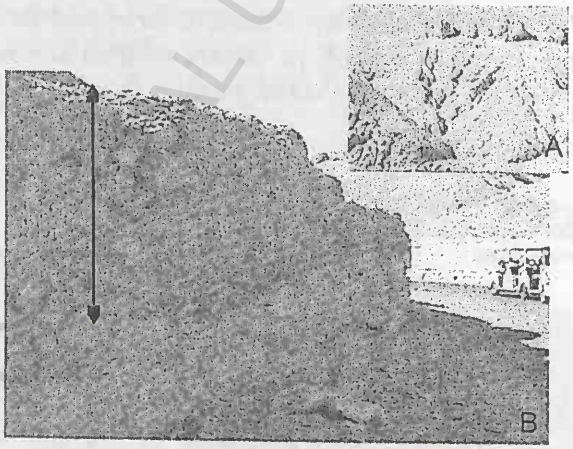



Fig. 2.56. Bazin torențial (A) și secțiune transversală (B) printr-o curgere debritică prin depozitele coluviale recente din Valea Regilor (Egipt) (foto Anastasiu, 2003).

– uneori, se poate distinge o sortare granulometrică a blocurilor și bolovănișurilor în josul curentului; această sortare lipsește la nivelul fracției fine;

– structofaciesurile sunt variabile: tipurile neorganizate (Gmm, Gcm, Fm) sunt efectul depozițional al curgerilor cu vâscozitate ridicată, coezive, fără potențial de segregare laterală (*plastic*, tip Bingham); structofaciesurile organizate (Gmg, Gci,

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

uneori Gh, Gt, Gp) sugerează un comportament (mai) fluidal (*pseudoplastic*, newtonian);

– grosimea faciesurilor individuale: variabilă (de la 30 cm la câțiva metri) (fig. 2.58);

– astfel de faciesuri se asociază tipic în arhitecturi tip SG.

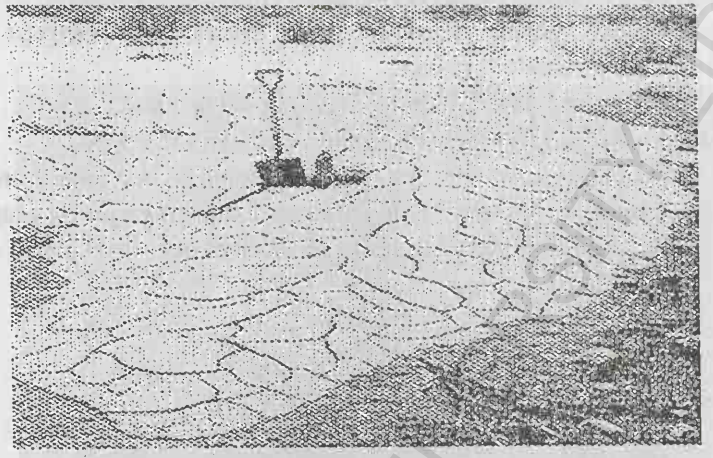


Fig. 2.57. Facies de *Mudflow*, Santiago Creek Fan (S.U.A.).
Facies definitoriu: Fm (foto W.B.Bull, sursă Internet).

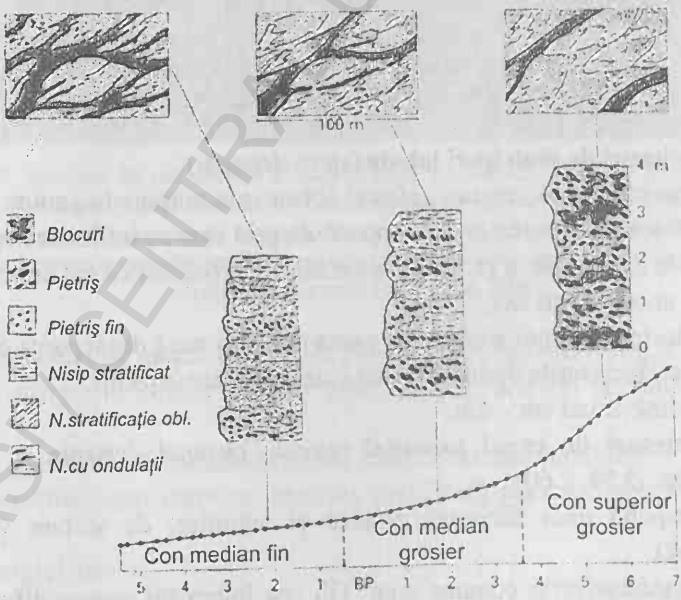



Fig. 2.58. Distribuția faciesurilor în secțiunea longitudinală a unui con aluvial (după Boothroyd, 1972).

B.C.U. „M. EMINESCU" IAȘI
GEOLOGIE-GEOGRAFIE
BCU IAȘI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

**2. Faciesuri de alunecare gravitațională** (*slide deposits*):

– se dezvoltă cu precădere în arealele de gradient ridicat, apropiate apexului conului;

– în ambianțele aluviale apar cu granulometrie grosieră, cu blocuri angulare, în relație texturală de tip *clast/matrix supported* (fig. 2.59);

– uneori, spre părțile terminale sau distale, se observă o sortare granulometrică a elementelor grosiere;

– contactele cu unitățile subiacente sunt nete sau gradate;

– grosimile faciesurilor individuale: dm – m; uzual metrice;

– structofaciesurile comune sunt masive; uneori, se dezvoltă granoclasări şi (pseudo)imbricații, ceea ce face dificilă separarea lor de curgerile gravitaționale;

– geometrii specifice: aceste faciesuri se asociază în corpuri lobate sau pânze.

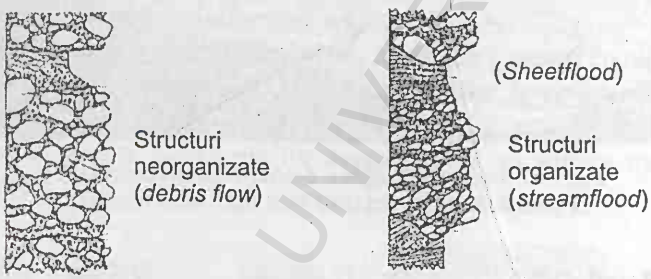



Fig. 2.59. Coloane cu asociații de facies specifice curgerilor *debris flow* (*matrix supported*), *stream flow* şi *sheet flood* (*clast supported*) (după Nemec şi Steel, 1984).

**3. Faciesuri de pietrişuri lobate** (*sieve deposits*):

– formează brâuri, centuri (pânze) lobate sau corpuri linguoide de material grosier (ruditic), bine sortat *(clast-supported)*, prin care se infiltrează apele, în aval de punctul de intersecție al profilului de echilibru erozional cu cel depozițional; pot fi asimilate unor corpuri SG;

– contactele lor sunt gradate, iar panta este mai mică decât panta conului;

– structofaciesurile definitorii sunt cele imbricate (tip Gh);

– grosimi: uzual cm – dm.

**4. Faciesuri de canal torențial** (*stream channel deposits = streamflood deposits* – fig. 2.59, 2.60):

– corespund unor faciesuri ruditice şi arenitice, de sortare variabilă (în general slabă);

– structofaciesurile comune sunt: Gh (cu imbricații uneori difuze); masive (Gm/Gc); granoclasări (normale); stratificații oblice (Gt, Gp); subordonat faciesuri arenitice şi silto-lutitice;

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

– limitele unităților depoziționale individuale sunt nete; baza este erozională, topul plan/neregulat;

– grosimi: uzual dm – m;

– geometriile tipice: canale (torențiale) (elemente arhitecturale CH), individuale sau multistadiale (când în structura lor se pot delimita frecvent corpuri GB, SB şi chiar SG).

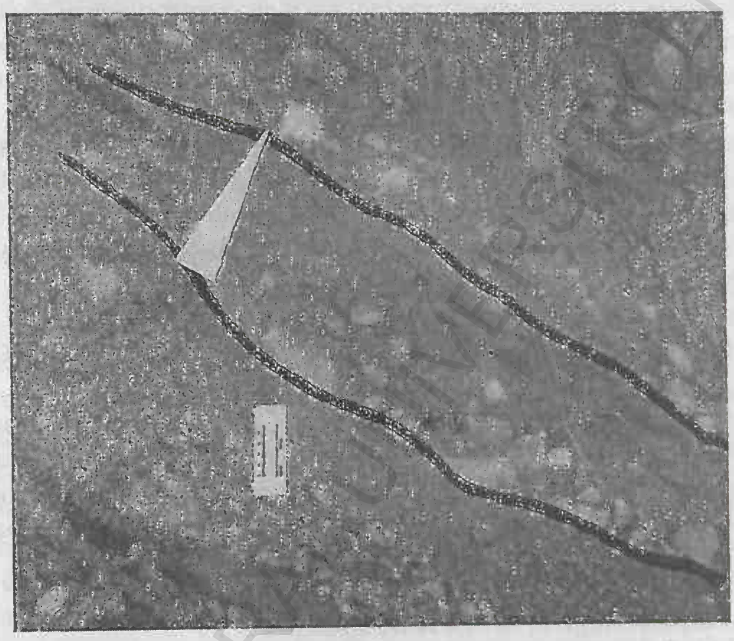


Fig. 2.60. Secvențe de con aluvial în partea bazală a Conglomeratelor de Brebu (Carpații Orientali, România). Fiecare secvență marcată debutează cu faciesuri grosiere de canal torențial (Gh, Gcm), ce sunt acoperite de faciesuri de pânză torențială (Sh, Sl); topul secvențelor este marcat de faciesuri – suprafețe specifice (cuverturi Fm/Fl, structuri deformaționale, crăpături de uscare, urme de paşi) (după Popa, 2000).

**5. Faciesuri de pânză torențială** (*sheet flood deposits*) (v.fig. 2.59):

– au marginile difuze; în mod tipic acoperă faciesuri de canal; se efilează lateral;

– au granulometrie arenitică/ruditic fină, cu sortare variabilă;

– structofaciesuri comune: masive; stratificații paralele, oblice; granoclasări (normale);

– margini difuze;

– grosimi: uzual cm – dm;

– geometrii tipice: secvențele de pânză torențială formează pânze (cu efilări) şi pot fi asociate unor unități arhitecturale LS, de diverse ordine de mărime.

## Subtipuri climatice și depoziționale. Tipuri de conuri aluviale

Cele mai semnificative criterii luate în considerare în încadrarea conurilor aluviale sunt regimul climatic și procesele dominante.

În funcție de *climatul* în care evoluează, în literatură (în special în lucrările vechi – ex. Blissenbach, 1954; Hooke, 1967) sunt descrise conuri „aride/semiaride" (*arid/semiarid fans*) *vs.* conuri „umede" (*humid fans*). Această clasificare este bazată pe relația dintre regimul precipitațiilor și „geomorfologia" conurilor; în acest spirit, prezența apei în sistem și deci a curgerilor produce o dispersie mai mare a materialului clastic, astfel că arhitecturile de con vor avea un aspect mai evazat, de pantă mică.

Considerarea *proceselor dominante* ce participă la edificarea arhitecturilor aluviale – în particular a tipurilor de curgeri gravitaționale – a permis separarea acestora în:

– conuri dominate de procese de curgere gravitațională necanalizate (*gravity-flow fans*);

– conuri dominate de curgeri canalizate (*fluvial fans*);

– conuri terminale, dominate de curgeri reziduale (*terminal fans*) (Collinson, 1996).

Această clasificare oferă o încadrare mai sugestivă a sistemelor de con aluvial, deși poate produce confuzii (de ex., curgerile gravitaționale „canalizate" pot deveni „necanalizate" în aval/lateral; *fluvial fans* pot fi ușor asimilate cu sisteme fluviatile împletite tip Scott, Bijou – Creek etc.) și este ușor inconsecventă (ex. „rezidual" *vs.* „canalizat"/„necanalizat").

## Asociații litologice; arhitecturi specifice

Trăsăturile comune care definesc asociațiile de facies în secvențele de con aluvial sunt următoarele:

– *Granofaciesul* este predominant grosier, fracția fină fiind specifică acelor conuri care s-au format în zone reci; sortarea este slabă, dar se poate trece brusc de la o clasă granulometrică la alta; dimensiunile clastelor scad spre baza conului.

– *Morfofaciesul* variază de la angular la rotunjit, existând o relație liniară între rotunjimea (Ro) clastelor de aceeași dimensiune și distanța de transport.

– *Structofaciesurile* specifice reflectă trăsăturile curgerilor individuale: stratificații gradate, laminații, stratificații oblice, tabulare și concoide, imbricații și structuri non-organizate; uneori *slump*-uri; mecanoglife de tracțiune (*groove casts*).

**Geometria corpurilor.** Conurile actuale variază ca suprafață între 1 $km^2$ și 900 $km^2$ și au grosimi de până la 700 m; cele vechi au dimensiuni mult mai mari (4 000–5 000 m grosime și 10 000 $km^2$ extindere în suprafață). Extinderea lor laterală este cuprinsă între câteva sute de metri și 150 km (ex. Kosi Fan, India), în mod uzual având câțiva km.

BCU CENTRALA UNIVERSITARA

O unitate depoziţională individuală poate avea o lungime de câţiva km şi o lăţime de 150–500 m.

Grosimea minimă a unui interval depoziţional variază între 1 şi 10 cm, iar grosimea maximă înregistrează valori de la câţiva metri la zeci de metri.

Panta suprafeţei variază între $1^0$ şi $25^0$, uzual fiind între $5^0$ şi $10^0$.

Unităţile fin-granulare cresc în frecvenţă şi grosime spre baza conului.

Sunt frecvente secvenţele repetitive *fining-up* alcătuite din conglomerate/ gresii.

* * *

**Controlul alogenetic al secvenţelor fluviatile: tectonic *vs.* climatic.** Controlul sedimentării fluviatile este foarte complex, cu cauze interne (factori intrinseci sistemului), cât şi externe, ceea ce conferă corpurilor depoziţionale o mare diversitate şi multiple posibilităţi de asociere la diverse scări.

În cazul secvenţelor fluviatile, ierarhizarea corpurilor şi recunoaşterea suprafeţelor-limită (Miall, 1985, 1988, 1991, 1996) poate permite reconstituirea unor efecte „interne" sau „externe" ale sistemului (tabelul 2.5).

Controlul tectonic generează schimbări ale spaţiului disponibil aportului de sedimente şi ale granulometriei materialului clastic (Miall, 1996). Succesiunile fluviatile la scară mare („secvenţe", „megasecvenţe" în grosimi de sute şi mii de metri), de diverse polarităţi, au fost interpretate în literatură în termeni tectonici. Astfel, Heward (1978) atribuie megasecvenţele *coarsening-upward* (*CUS*) unor procese de înălţare a ariilor-sursă (peste rata eroziunii), ce antrenează procese de progradare ale edificiilor adiacente de con aluvial. Acelaşi proces poate fi legat de o subsidenţă bazinală accentuată. Dacă rata eroziunii ariilor-sursă depăşeşte rata de înălţare, edificiile aluviale retrogradează, iar secvenţele acumulate capătă tendinţe *fining-upward* (*FUS*).

Astfel de efecte pot avea însă şi cauze climatice. Alternanţa perioadelor glaciare şi interglaciare (ex. corespunzătoare ciclurilor Milankovič de ord. 4 şi 5) au ca efect megasecvenţe CUS şi, respectiv, FUS. În spiritul stratigrafiei secvenţiale, schimbarea stilului fluviatil poate fi un efect „continental" al oscilaţiilor relative ale nivelului de bază în sistemele marine adiacente.

Discriminarea controlului tectonic vs. climatic trebuie să aibă la bază trăsături faciesale şi secvenţiale distinctive (diagnostic). Întrucât factorul tectonic şi climatic acţionează simultan, recunoaşterea într-o primă etapă a trăsăturilor faciesale *senzitive climatic* (tip marker) poate fi extrem de utilă.

În tabelul 2.5 sunt sintetizate criteriile faciesale utilizate în interpretări climatice în cazul sistemelor fluviatile ce evoluează în diverse regimuri climatice (Miall, 1996).

BCU "LUCIAN BLAGA" UNIVERSITY LIBRARY

*Tabelul 2.5*

Criterii faciesale utilizate în interpretări climatice în cazul sistemelor fluviatile ce evoluează în diverse regimuri climatice. Trăsăturile *marker* sunt redate în caractere *italice* (după Miall, 1996, cu modificări)

| | Cald–arid | Cald–umed | Temperat–umed | Boreal–periglaciar |
|---|---|---|---|---|
| **Sisteme de con aluvial** | Facies: *curgeri gravitaționale (Gmm, Gmg, Gci, Gcm)* | Facies: Gh, Gt, Gp; mass-flows | Facies: Gh, Gt, Gp; mass-flows | Facies: Gh, Gt, Gp; *depozite de mass-flows generate de jokulhlaups (Gmm, Gmg, Gci, Gcm);* faciesuri arenitice tractive (subordonat) |
| | Arhitecturi: *pânze, lentile, lobi SG* | Arhitecturi: CH; GB, SB | Arhitecturi: CH; GB, SB | Arhitecturi: CH; GB, SB; SG |
| | Suprafețe-limită: topul conurilor corespunde unei suprafețe de deflație (ord. 5–6) | Suprafețe-limită: suprafețe de discontinuitate CH (ord. 4–5); top lob (ord. 5–6) | Suprafețe-limită: suprafețe de discontinuitate CH (ord. 4–5); top lob (ord. 5–6) | Suprafețe-limită: suprafețe de discontinuitate CH (ord. 4–5); top lob (ord. 5–6) |
| **Sisteme împletite (proximale)** | Petro-/Clastofacies: claste prezente cu potențial scăzut de prezervare (ex. sediclaste carbonatice) | Petro-/Clastofacies: clastele cu potențial scăzut de prezervare nu se conservă; porozitate vacuolară (asoc. clastelor solubilizate selectiv), matrice argiloasă (alterare și inflitrare) | Petro-/Clastofacies: fără trăsături caracteristice | Petro-/Clastofacies: claste prezente cu potențial scăzut de prezervare (ex. sediclaste carbonatice); inversiuni compoziționale-texturale (claste dure rotunjite, claste angulare de rezistență scăzută) |
| | Structofacies/Litologii asociate: *silcret, calcret, dreikanter, cuverturi tip playa, lentile eoliene* | Structofacies/Litologii asociate: *bauxite, laterite, cărbuni* | Structofacies/Litologii asociate: uneori orizonturi cărbunoase | Structofacies/Litologii asociate: till, structuri deformaționale și erozionale glaciare, depozite lacustre cu *dropstones* |
| | Secvențe autociclice: *tip debris flows*, cu reprelucrări în top | Secvențe autociclice: secvențe de macroforme și umplere de canal; secvențe de progradare–abandonare de lob | Secvențe autociclice: secvențe de macroforme și umplere de canal; secvențe de progradare–abandonare de lob | Secvențe autociclice: secvențe de macroforme și umplere de canal; secvențe de progradare-abandonare de lob |

BCU IAȘI CENTRUL UNIVERSITAR LIBRARY

*Tabelul 2.5 (continuare)*

| | | | | |
|---|---|---|---|---|
| **Sisteme de con aluvial (terminal)** | Subsisteme depoziționale: braidplains cu playas, terminal fans; procese comune de flasfloods | Subsisteme depoziționale: tipice cele meandrate și anastomozate; floodplains cu turbării comune | Subsisteme depoziționale: cea mai mare parte a sistemelor fluviatile; pot fi afectate de variații sezoniere | Subsisteme depoziționale: pânze de inundație (braide outwash), sandurs, conuri aluviale |
| | Facies: St, Sh, Sl, Sr; seturi Sp la scară mare rare sau absente; Fl, Fm | Facies: cea mai mare parte a celor arenitice și fine (silto-lutitice) | Facies: cea mai mare parte a celor arenitice și fine (silto-lutitice); seturi Sp la scară mare comune | Facies: cea mai mare parte a celor arenitice și fine (silto-lutitice) |
| | Arhitecturi: *proximal*: *wadi-uri*; median: CH (cu LA, DA) și *HO*; *distal*: *LS interstratificate cu playa* | Arhitecturi: *LA; OF* | Arhitecturi: elemente LA comune; canalele pot avea diverse stiluri | Arhitecturi: interstratificații de CH și LS/SG |
| | Suprafețe-limită: baza CH (ord.5); suprafețe de discontinuitate interne ale macroformelor (ord. 2–3); supr. ord. 4–5 în terminal fans | Suprafețe-limită: baza CH (ord.5); top macroforme ord. 4; suprafețe de acreție interne (ord. 2–3) | Suprafețe-limită: baza CH (ord.5); top macroforme ord. 4; suprafețe de acreție interne (ord. 2–3) | Suprafețe-limită: baza CH (ord.5); top macroforme ord. 4; suprafețe de acreție interne (ord. 2–3) |
| **Sisteme împletite (distale) și meandrate** | Petro-/Clastofacies: claste comune cu potențial scăzut de prezervare (ex. carbonatice) | Petro-/Clastofacies: clastele cu potențial scă-zut de prezervare nu se conservă; porozitate va-cuolară (asoc. clastelor solubilizate selectiv), matrice argiloasă (alterare și infiltrare) | Petro-/Clastofacies: fără trăsături distincte | Petro-/Clastofacies: claste prezente cu potențial scăzut de prezervare |
| | Structofacies/Litologii asociate: brecii cu *intraclaste, desiccation cracks, raindrops, galeți moi, silcret, calcret, cuverturi evaporitice, dreikanters, lentile eoliene* | Structofacies/Litologii asociate: *cărbuni; bauxite și laterite în interfluviile expuse/de elevație mare* | Structofacies/Litologii asociate: uneori orizonturi cărbunoase | Structofacies/Litologii asociate: tills interstratificate cu depozite lacustre cu *drop-stones;* structuri deformaționale și erozionale glaciare |
| | Secvențe autociclice: secvențe de inundare (macroforme, sheetfloods) | Secvențe autociclice: secvențe de macroforme și umplere de canal | Secvențe autociclice: secvențe de macroforme și umplere de canal | Secvențe autociclice: secvențe FUS de macroforme și umplere de canal; secvențe CUS de pro-gradare de lob și abandonare, *substrat afectat glaciar (cuvete)* |

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

### Depozite vechi; exemple clasice din lume

Pentru *sistemul împletit* au fost elaborate câteva modele, considerate clasice și aplicabile în cazul a numeroase secvențe fluviatile (fig. 2.61; 2.62; 2.63).

*Modelul Scott* (Miall 1977, 1996), Pleistocen, Canmore (Alberta, Canada), corespunde unor sisteme grosiere (tip *gravel bed*), cu arhitecturi GB, faciesuri Gh (cu structuri imbricate asociate) în alternanță cu Gt (seturi dm) și, subordonat, Sh; curgerile gravitaționale (elementele SG) sunt rare sau absente; modelul redă o rețea de canale cu instabilitate ridicată, foarte competente și de adâncime redusă. Echivalentul actual al acestui model îl constituie aluviunile proglaciare ale cursului Scott din Alaska.

Fig. 2.61. Secvență *braided* – Scott-type, Pleistocen, Canmore (Alberta, Canada). Arhitecturi GB, cu faciesuri Gh (cu structuri imbricate asociate) în alternanță cu Gt (seturi dm) și, subordonat, Sh (colorație deschisă)

Adâncimea canalelor individuale este de regulă până la 1 m. Canalele individuale sunt rar vizibile în aflorimente. În secvențe, tipul arhitectural predominant este GB, iar ponderea elementelor SB în aceste secvențe nu depășește 5%.

*Modelul Donjek* (Miall 1977, 1996) – echivalentul actual al cursului Donjek (Yukon, Canada) – reprezintă sisteme grosiere (*gravel bed*), în care se pot recunoaște unități geostructurale și arhitecturale distincte – canale majore, canale minore, bare, câmpii aluviale – separate spațial. Etajarea geomorfologică și structurală este evidentă; 4 nivele în succesiune pot fi recunoscute în cazul Donjek (Miall, 1996). În secvențe de acest tip, unitățile arhitecturale GB sunt predominante; li se asociază faciesuri LA și DA.

*Modelul Platte* (Miall 1977, 1996) – echivalent actual pentru Platte River (Colorado, Nebraska), William River (N Saskatchewan) – este un stil caracterizat prin dezvoltarea unor dune/bare arenitice, 3 – D (dune linguoide – Ashley, 1990, *in fide* Miall, 1996), active în timpul perioadelor de nivel înalt (viituri), în cadrul unor sisteme *sand bed* de adâncime redusă, cu curgere permanentă.

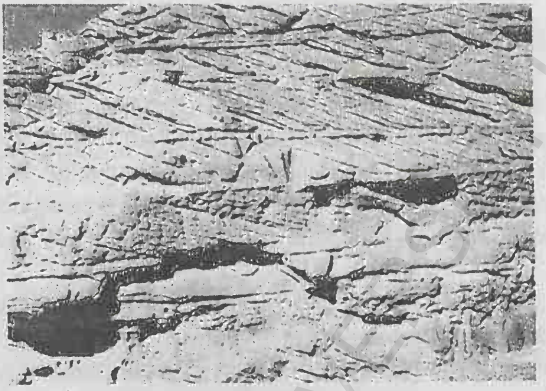


Fig. 2.62. Modelul Bijou-Creek (Miall 1977, 1996) – echivalent actual pentru Bijou Creek (Colorado) – corespunde unui stil fluviatil reprezentat de curgeri intermitente (disciclice) – curenți planari tip *flash floods* – care conduc la depunerea unor faciesuri de energie ridicată (Sh/ Sl). Asocierea acestora definește elemente LS, tipice pentru aceste modele. Secvența corespunzătoare unui eveniment cuprinde aluviuni bazale; pânze Sh/Sl (perioada de energie maximă); Sp/St (perioada de energie minimă); eventual elemente FF (uneori cu cruste evaporitice în climat cald/arid).

Fig. 2.63. Secvența *braided* – tip Bijou Creek – Fm. Rosarito Beach (Miocen, Mexic). Predomină faciesurile arenitice (Sh/Sl), iar baza secvenței este marcată de aluviuni bazale ruditic-grosiere.

Depozite vechi reconstituite a se fi format într-un *sistem meandrat* sunt considerate a fi: Old Red Sandstone, nordul Europei (Devonian); Formațiunea de Catskill, New York St. (Devonian); Jurasicul din Pen. Sinai.

BCU IAȘI LIBRARY

Pentru *conuri aluviale* sunt menționate secvențele din Supergrupul Witwatersrand (Africa de Sud), Platoul Colorado (S.U.A.), Australia, Baz. Franceville (Gabon), Niger, Kazahstan, precum și Fanglomeratele Keweenawan, Canada (Precambrian); New Red Sandstone, Scoția (Permo-Triasic).

## Resurse minerale și energetice

În general, cunoașterea corpurilor depuse în cadrul unui anumit sistem depozițional – ca faciesuri și secvențe componente, limite depozitionale, asociere spațială (*stacking pattern*) – constituie un element de bază în fundamentarea lucrărilor de explorare pentru eventuale concentrații/resurse de valoare economică. În particular, în cazul corpurilor fluviatile, problema devine dificilă deoarece:

– scara acestora este redusă – sau foarte redusă – comparativ cu alte sisteme;

– arhitecturile depoziționale sunt diverse, iar tranzițiile interfaciesale, frecvente și abrupte.

Resurse importante asociate corpurilor aluviale sunt: acumulări de hidrocarburi; cărbuni; metalofaciesuri mecanice (minerale grele în *placers*-uri) și autigene (mineralizații de uraniu) sau materiale de construcție care se găsesc în balastiere.

Corpurile fluviatile pot fi bune colectoare pentru hidrocarburi. Principalele geometrii ale rezervoarelor fluviatile sunt redate în fig. 2.64, iar calitățile lor petrofizice, în tabelul 2.6.

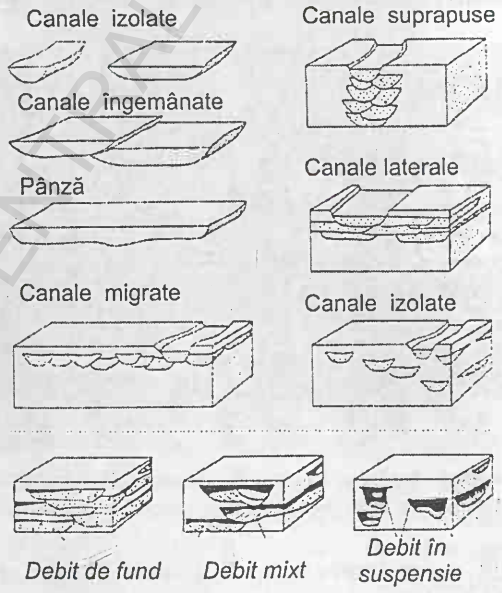



Fig. 2.64. Principalele arhitecturi ale rezervoarelor din sistemele fluviatile (după Galloway, 1985).

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

*Tabelul 2.6*

Caracteristici litologice (diagnostic) şi petrofizice ale corpurilor din sistemele fluviatile (după Anastasiu *et al.*, 2002, cu modificări)

| | Arhitecturi depoziţionale | Litologie – faciesuri diagnostic (granofacies, structofacies, petrofacies) | Porozitate (depoziţională) | Calităţi rezervor |
|---|---|---|---|---|
| CANAL | Aluviuni bazale în canal | Pietrişuri, bolovănişuri | Bună | Slabe |
| | *Point-bars* | Granofacies variabil (rudite–arenite–silturi, slab sortate); secvenţe *fining-upward*, cu stratificaţie oblică la scară mare şi înclinări reduse în aval (*epsilon cross-bedding*) | Medie–bună | Bune |
| | Bare (longitudinale, transversale) | Granofacies ruditic fin-arenitic grosier, structuri oblic-tabulare sau concoide; grosimi 1 –15 m, lungimi 10–1 000 m | Bună–foarte bună | Bună–foarte bună |
| OVERBANK | Cuverturi de câmpie aluvială (*alluvial plains*) | Acumulări tabulare sau elongate de material fin (lutit, silt), laminaţii paralele (uneori ritmice); microsecvenţe *fining-upward*, poligoane de contracţie, fitoclaste, paleosoluri, resturi de rădăcini în top | Slabă | Absente |
| | Grinduri (*levee*) | Material grosier cu tranziţii laterale spre arenit fin – silt; interstratificaţii arenit grosier–arenit fin–silt; laminaţii/stratificaţii oblice la scară mică; în zone aride poligoane de contracţie | Slabă–medie | Slabe |
| | Conuri de crevasă (*crevasse-splays*) | Material grosier moderat sau relativ bine sortat, acoperit de vegetaţie; microondulaţii (*ripples*) pe suprafaţa lobilor; grosimi mici (< 30 cm) | Slabă | Slabe |

În cazul sistemelor fluviatile, cele mai semnificative acumulări de hidrocarburi sunt localizate în corpuri de canal şi bare.

BCU IAŞI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Astfel, asociații de canale, formând rezervoare cu aspect liniar, în care hidrocarburile sunt ecranate de cuverturi impermeabile, au fost descrise în literatură (ex. „J" Sandstone, Denver – S.U.A.; Mannville Group, Alberta – Canada). În cazul Mannville Group, fiecare câmp (rezervor) constă din câteva canale majore (asociate vertical/lateral), în cadrul fiecărui canal putând fi separate elemente arhitecturale – colector de ordin inferior. Dezvoltarea canalelor majore apare ca urmare a „incizării" sedimentelor continental/aluviale sau de apă puțin adâncă, ce devin expuse subaerian în timpul scăderii relative a nivelului de bază; creşterea nivelului de bază în timpul următorului ciclu produce „inundarea" acestor arhitecturi şi „ecranarea" lor subsecventă. Rezervoarele de acest tip vor avea dezvoltare unidimensională, cu lățimi foarte limitate; de aceea, controlul spațial al lucrărilor de explorare trebuie să fie foarte precis.

Rocile-rezervor sunt reprezentate de corpuri de canal „incizate" în cuverturi continental/aluviale sau de apă puțin adâncă. Distribuția canalelor este controlată de oscilațiile relative ale nivelului de bază (Hayes *et al.*, via Internet).

Un stil diferit este oferit de asociațiile de corpuri de *point-bar* (ex. Fall River Sandstone, Wyoming, S.U.A.). Aceste acumulări au dezvoltare laterală limitată, însă arhitecturile-colector pot apare asociate atât pe laterală (în porțiuni de meandre conectate), cât şi pe verticală (în diverse cicluri), ceea ce face ca potențialul lor colector să fie important. Succesul lucrărilor de explorare/exploatare depinde în mod evident de precizarea cât mai exactă a poziției corpurilor de *point-bar*.

În cazul rezervoarelor asociate sistemelor împletite, elementele arhitecturale-colector sunt reprezentate de canale tip *braided,* asociate lateral şi amalgamate, formând corpuri tabulare tip pânză. Astfel de corpuri pot fi marcate de suprafețe de eterogenitate litologică – ex. faciesuri arenitice (cu sortare slabă) sau lutitice, ce drapează suprafețe de discontinuitate internă de ord. 3–5, ceea ce poate aduce probleme în exploatare. Un exemplu clasic pentru acest caz este Prudhoe Bay (Alaska) (Miall, 1992).

Acumulările de *cărbuni* sunt asociate ambiențelor paludale din unele câmpii aluviale. Condițiile favorabile dezvoltării acestora sunt: vegetație abundentă (şi condiții de conservare a acesteia); areale inundate intermitent, cu aport scăzut de material clastic; stabilitatea ambientului depozițional. Cele mai importante acumulări de cărbuni se găsesc în sectoare distale ale sistemelor meandrate/anastomozate, ca şi în sectoare tranziționale către delte emerse (*delta plain*).

Aluviunile vechi concentrează importante *placers*-uri de aur, diamante sau uraniu. În cazul Supergrupului Witwatersrand (Africa de Sud) *placers*-urile (de Au şi U) sunt controlate de procese de sortare hidraulică în aval, iar concentrarea a avut loc în arhitecturi de canal şi bare ale unui sistem împletit asociat unui sistem major de con aluvial/fan delta (fig. 2.65). Calitatea acumulărilor a fost controlată evident de compoziția ariilor-sursă drenate, atât „primare" (roci granitic-pegmatitice, roci filoniene, şisturi verzi), cât şi „secundare" (depozite reprelucrate intra-bazinal).

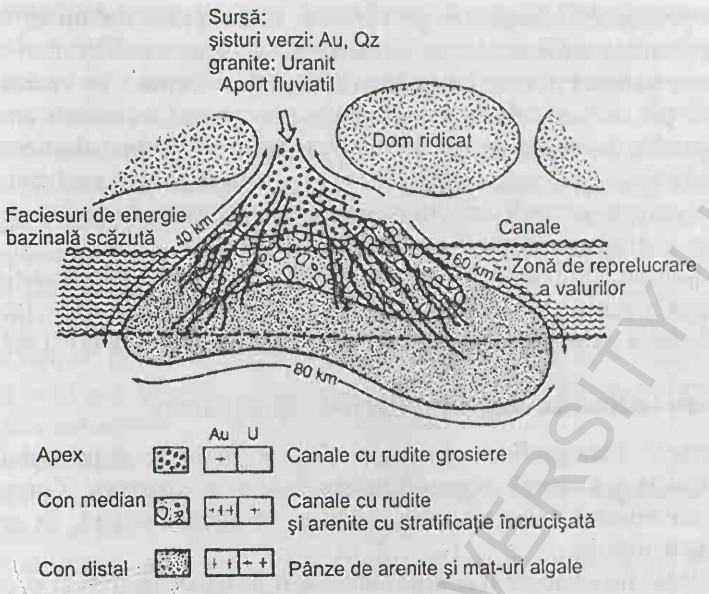



Fig. 2.65. Model conceptual al acumulărilor tip *placer* în Supergrupul Witwatersrand (Africa de Sud) (după Guilbert, Park, 1986).

Corpurile fluviatile pot găzdui importante concentraţii singenetice şi epigenetice de uraniu.

Transportul se realizează prin intermediul soluţiilor oxidante freatice, precipitarea uraniului făcându-se în condiţii reducătoare, în dreptul unor „bariere" de schimbare a Eh-ului (ex. bariere litologice – faciesuri cu materie organică, orizonturi cărbunoase, faciesuri sulfidice etc.; sau schimbarea Eh-ului soluţiilor în acvifere). Concentraţiile singenetice sunt tipic asociate faciesurilor fine, reducătoare (ex. mlaştini în câmpii aluviale; terminaţii ale lobilor de *fan delta* în ambianţe lacustre etc.), în timp ce depunerile epigenetice se regăsesc în corpuri cu porozitate/permeabilitate ridicată (ex. bare, canale, lobi) în lungul unor fronturi de mineralizare (tipul *rollfront*) sau controlate litologic (corpuri tabulare).

Un caz particular îl constituie depozitele epigenetice superficiale, legate de sedimente tinere, soluri şi duricruste în climat arid-semiarid (ex. calcreturi, cuverturi tip *playa*), concentraţii importante de acest tip fiind descrise în cazul Yilgarn Craton (Australia), Namibia etc.

## Probleme ale mediului înconjurător

În evoluţia unui bazin hidrografic, oscilaţiile nivelului râului sau fluviului, în concordanţă cu schimbările climatice care, de regulă, îl guvernează, produc periodic inundaţii. Pătrunderea apelor în câmpiile aluviale determină distrugerea culturilor vegetale şi, unde este cazul, a aşezărilor plasate în aceste spaţii.

BCU IAŞI UNIVERSITY LIBRARY

După precipitații abundente, pe versanți, se instalează torenți episodici (apar râpe, văiugi, canale erozionale), iar la baza lor se adună cantități mari de aluviuni grosiere care îmbracă forma conurilor de dejecție. Depuse în vecinătatea unor localități, ele pot acoperi căi rutiere, locuințe sau construcții destinate animalelor.

Activitățile de exploatare a aluviunilor din râuri (prin balastiere) modifică profilul transversal și longitudinal al văilor, creează baraje artificiale, perturbă sistemul de curenți naturali, modifică vitezele de curgere în sistem și determină dezechilibre cu efecte negative asupra zonei.

Studiile sedimentologice în bazinele hidrografice pot sesiza zonele de risc și natura acestor riscuri; de asemenea, în urma acestor studii se pot face predicții legate de evoluția sistemului fluviatil în regim de nivel înalt sau nivel scăzut.

## Repere sedimentologice; criterii de identificare

• Bazinele hidrografice constituie sisteme naturale continentale în care fluviile și râurile acționează ca agenți de eroziune și sedimentare. Cursurile de apă respective traversează zone montane, podișuri și câmpii și lasă, în aceste zone, faciesuri foarte diferite.

• Calitatea faciesurilor fluviatile este determinată de factorii și procesele care le generează, predominant clastice. Astfel, în profilul longitudinal al unui râu se remarcă diferențe între produsele cursului superior (ruditice), ale celui mijlociu (arenitice) și ale celui inferior (lutitice). Profilul transversal intersectează faciesuri de *albie minoră* (canal) și de *albie majoră* (luncă sau câmpie aluvială). Discontinuu, apar și *conuri aluviale*.

• Calitatea *debitului solid* (tractat, de fund sau în suspensie), corelată cu *gradul de sinuozitate* al cursului, generează subsisteme *drepte, împletite, meandrate* și *anastomozate*; fiecare dintre ele se diferențiază prin asociații de facies (secvențe) distincte.

• Sursa sedimentelor (aluviunilor) acumulate în bazinele hidrografice se află în substratul cursurilor care erodează rocile preexistente și în versanții acestora, din zonele limitrofe. Cu cât un bazin hidrografic acoperă o arie cu geologie mai complexă, cu atât natura clastelor va fi mai variată. Studiul clastelor din unitățile siliciclastice este în măsură să ne dea imaginea petrografică a rocilor din vechile paleosurse.

• Granofaciesurile sunt clastice și se caracterizează prin diversitate și zonalitate laterală și verticală. Cele *ruditice* sunt frecvente în cursurile superioare și în baza canalelor, cele *arenitice* și *lutitice*, în cursurile mijlocii și inferioare, în bare, bancuri, levee și, respectiv, în câmpii aluviale.

• Structofaciesurile sunt expresia dinamicii sedimentelor în râu și reflectă efectele transportului individual (imbricații gradate, oblic-tabulare sau concoide – *cross stratification*) sau în masă (prin unele curgeri gravitaționale) și ale pierderii sarcinii solide.

• Petrotipurile asociate sistemelor fluviatile acoperă, aproape în exclusivitate, categorii *siliciclastice* (conglomerate, gresii, argile); rar, apar petrotipuri organice, cărbunoase.

BCU CLUJ / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

• Alternanțele frecvente între granofaciesuri și petrotipuri, asocierea lor în cupluri conferă sedimentelor din câmpiile aluviale, inundabile, ritmicitate tipică, vizibilă la scări foarte diferite. Ea este efectul ciclurilor climatice care au controlat sedimentarea și care pot fi precizate prin analize izotopice $^{13}C/^{12}C$, $^{18}O/^{16}O$.

• Arhitectura corpurilor aluviale reflectă morfologia profilului longitudinal și transversal al cursului, relieful limitrof și procesele care le-au generat. Astfel, secțiunea transversală deschide macroforme, mezoforme și microforme în faciesuri de canal (*aluviuni bazale, bare, bancuri arcuite, bare de inundație* – chute-bar) și faciesuri de câmpie aluvială (overbank – *levee, conuri de crevasă, pânze aluviale, belciuge* – *oxbow lake* – canale relicte ale unor foste meandre). Variațiile laterale de facies sunt rapide, extinderea litonilor este limitată. Variațiile verticale se reflectă în secvențe de origini diferite, expresie a schimbării condițiilor de sedimentare.

• Pentru *depozitele de canal și albie minoră*:

– baza canalului este o suprafață de eroziune;

– sedimentele bazale conțin galeți moi și, uneori, fragmente de plante carbonizate, oase și dinți de organisme terestre;

– fiecare canal prezintă o granoclasare normală și o tendință de scădere a grosimii corpurilor oblic-laminare;

– secțiunea canalului este îngustă, dar canalele se pot asocia în „nivele" de canale;

– canalele abandonate tind să fie umplute cu argilă.

• Pentru *depozitele de albie majoră*:

– predomină fracțiunea pelitică, în nivele cu grosime mică și laminație paralelă;

– în intervalul granulometric arenit fin–silt–argilă se manifestă granoclasări;

– culoarea sedimentelor variază de la roșu la negru; suprafețele de strat au crăpături de uscare, urme de pași, picături de ploaie.

• *Subsistemele împletite* (*braided*) sunt caracterizate prin: debit tractat; viteză și competență mari; sinuozitate scăzută; stabilitate scăzută; canale grosiere, ruditice și arenitice cu un raport lățime/adâncime ridicat. *Subsistemele meandrate* (*meandering*) sunt particularizate prin: sarcină mixtă, transport predominant în suspensie; viteză medie; sinuozitate mare (>1,5); stabilitate moderată; canale mixte sau lutitice cu un raport lățime/adâncime intermediar.

• *Conurile aluviale* (de dejecție) sunt corpuri sedimentare subaeriene, de formă conică, acumulate din cursuri intermitente, torențiale, la baza pantelor; ele înglobează patru tipuri distincte de faciesuri: de *curgere gravitațională* (*gravity flow*), de *alunecare gravitațională* (*slide deposit*), de *pietrișuri lobate* (*sieve deposits*), de *canal torențial* (*streamflood deposits*).

• Faciesurile de canal ale sistemelor fluviatile constituie cadrul potențial al *placers*-urilor aurifere și, prin suprapunere, atingând grosimi mari, pot deveni excelente rezervoare pentru apă și hidrocarburi.

BUCHAREST UNIVERSITY LIBRARY

## 4.4. SISTEMUL LACUSTRU

Lacurile sunt mase de apă stătătoare, localizate în zone depresionare din domeniul continental. Acestea sunt forme negative de relief cunoscute sub denumirea de „cuvete". Dimensiunile lor față de mări şi oceane sunt mult limitate. Ele sunt bazine închise şi ocupă cca 1% din suprafața bazinelor de sedimentare de pe Glob.

Poziția lor geografică – cadrul geomorfologic, latitudinea, altitudinea, zona climatică – influențează regimul lor batimetric, dinamic, chimic, biotic şi condiționează, astfel, factorii sedimentării şi evoluția proceselor depoziționale.

Masa de apă din lac are origine meteorică, exogenă.

Sedimentele din lacuri se constituie în excelenți markeri paleoclimatici, de salinitate şi potențial redox.

### Factorii sedimentării

Procesele de sedimentare în bazinele lacustre sunt condiționate de o multitudine de factori, de care, în final, se leagă separarea şi definirea unor subsisteme naturale (Hutchinson, 1957; Cohen, 2004; O'Sullivan, Reynolds, 2004).

*Originea bazinelor (cuvetelor) lacustre* este tectonică, vulcanică şi geomorfologică – fluvială, glaciară, litorală (fig. 2.66; tabelul 2.7).

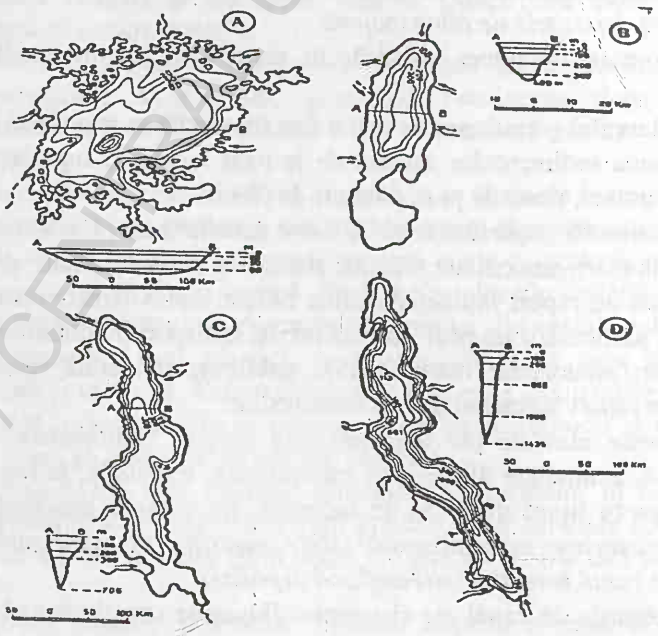



Fig. 2.66. Conturul şi secțiunile transversale ale unor lacuri de origine tectonică (după Pişota, Buta, 1975): A – Victoria; B – Marea Moartă; C – Nyassa; D – Tanganyika.

BCU IASI / CENTRUL UNIVERSITAR LIBRARY

*Natura ariei-sursă* şi *aportul terigen* controlează natura şi calitatea sedimentelor clastice; zonele montane, înalte, cu o energie de relief ridicată, asigură o rată de sedimentare de 1–10 m/1 000 ani; în zonele de câmpie rata este mult mai lentă, de < 0,1 m/1 000 ani.

*Factorii climatici:* precipitaţiile, umiditatea, temperatura mediului ambiant (evaporaţia) influenţează evoluţia salinităţii apelor, dinamica clastelor din ariile-sursă spre bazinul lacustru şi, astfel, natura sedimentelor (Drummond, Patterson *et al.*, 1995).

*Tabelul 2.7*

Suprafaţa şi adâncimea unor lacuri din zone temperate, tropicale şi ecuatoriale, după Pişota, Buta, 1975

| *Lacuri din zone temperate umede şi reci* | | | *Lacuri din zone calde, tropicale şi ecuatoriale* | | |
|---|---|---|---|---|---|
| | Suprafaţă – $km^2$ | Adâncime – m | | Suprafaţă – $km^2$ | Adâncime – m |
| Ladoga | 17 700 | 230 | Marea Moartă | 940 | 400 |
| Onega | 9 630 | 127 | Marele Lac Sărat | 4 660 | 14 |
| Loch Ness | 396 | 31 | Tanganyika | 32 900 | 1 435 |
| Geneva | 581 | 309 | Nyassa | 30 900 | 706 |
| Balaton | 596 | 12 | Victoria | 69 000 | 92 |
| Baikal | 31 500 | 1741 | Ciad | 20 000 | 3–12 |
| Aral | 64 100 | 68 | Eyre | 15 000 | 20 |
| Superior | 82 680 | 406 | | | |
| Michigan | 58 100 | 281 | | | |
| **Lacuri din România – zonă temperată** | | | | | |
| Razelm | 395 | 3 | Bucura | 8,8 ha | 15,7 |
| Techirghiol | 10 | 9 | Zănoaga | 6,5 ha | 29 |
| Snagov | 5,7 | 9 | Galeş | 3,6 ha | 20,5 |
| Lacul Sf.Ana | 19,6 ha | 7 | Bâlea | 4,6 ha | 11,25 |
| Lacul Ursu | | 18,9 | | | |

*Chimismul* (salinitatea, potenţialul redox, *p*H-ul) şi *temperatura apei* variază cu poziţia geografică şi climatică a lacurilor şi determină zonalitatea apelor în adâncime; apele lacurilor pot fi stratificate permanent şi/sau sezonier. În funcţie de aceşti factori, se disting mai multe subsisteme ambientale (fig. 2.67; 2.68).

În zonele tropicale:

– lacuri oligomictice, stratificate termic permanent;

– lacuri meromictice, mai sărate la fund (în zona *hipolimnion*) decât la suprafaţă (în zona *epilimnion*).

În zonele temperate:

– lacuri monomictice sau dimictice, cu variaţii sezoniere, o dată sau de două ori pe an schimbându-se temperatura şi densitatea apelor (la suprafaţă).

BCU IAŞI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

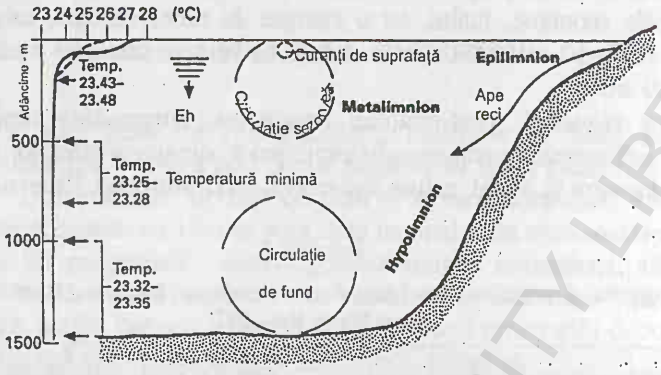



Fig. 2.67. Relația dintre circulația apelor în Lacul Tanganyika și modificările termice; creșterea zonelor anoxice cu adâncimea (după Wetzel, 1983, *fide* Reading, 1996).

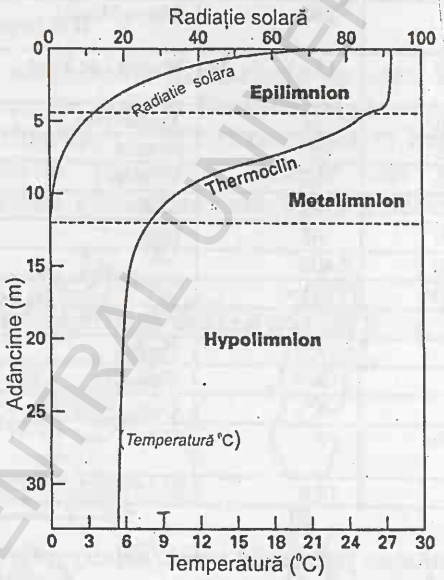



Fig. 2.68. Termozonalitatea batimetrică în lacuri; subunități specifice (după Wetzel, 1983).

*Activitatea biotică* din lacuri este foarte complexă și depinde, la rândul ei, de lumină, grad de oxigenare, adâncime, rată de sedimentare; organismele vegetale și animale formează atât populația planctonică, cât și cea bentonică; materia organică se conservă în mediile anoxice, iar părțile scheletice de natură minerală se fosilizează.

*Energia de bazin* și sistemul de curenți controlează dinamica clastelor, iar *adâncimea* lacului, capacitatea lui de a înmagazina sedimente; grosimea asociațiilor litologice este expresia acestor factori.

BCU IAȘI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Fig. 2.69. Ponderea criteriilor-diagnostic pentru recunoaşterea faciesurilor de natură lacustră (după Blatt, Berry, Brande, 1991).

*Cadrul tectonic* în care este instalat bazinul lacustru şi apropierea acestuia de surse vulcanice active explică o parte din trasăturile faciesurilor lacustre (sedimente hibride, arhitectura corpurilor de sedimente etc.).

Având în vedere factorii care controlează sedimentarea în lacuri, o sistematizare a acestora şi, implicit, o individualizare a subsistemelor lacustre este prezentată în tabelul 2.8 şi fig. 2.69.

*Tabelul 2.8*

Tipuri genetice de lacuri

| Criteriul | Tipul de lac | Exemple actuale |
|---|---|---|
| ***Originea cuvetei*** | | |
| Tectonică | Lacuri tectonice | Baikal, Balhaş (Asia), Tanganyika, Nyassa (Africa), Albert (Lahontan, America de Nord) |
| Vulcanică | Lacuri vulcanice | Gour de Tazanat (Auvergne–Franţa)<br>Crater (Oregon, S.U.A.)<br>Sf. Ana (România) |
| Impact meteoritic | | Ungava (Canada), Laguna Negra (Argentina), Gosses Bluff (Australia) |
| Baraj natural | Lacuri de baraj natural | Nanga–Parbat (India), Sylans (Franţa), Virginia (S.U.A.), Lacul Roşu (România) |
| ***Relief exogen – agenţi naturali*** | | |
| Râuri – fluvii | Lacuri de terasă (limane fluviale) | Vaccares (Nil), Sf. Caterina (Mississippi), Fortuna, Matiţa, Roşu (Dunăre) |
| Gheţari | Lacuri glaciare | Mont Blanc (Alpi)<br>Bucura, Bâlea (Carpaţi) Tennes (Scandinavia) |

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

*Tabelul 2.8 (continuare)*

| | | |
|---|---|---|
| Karst | Lacuri carstice<br>Lacuri pe sare | Glarus (Alpi), Marion (Florida), Durren (Elveția), Vrana (Cherso), Ursu, Slănic (România) |
| Efecte marine | Lacuri litorale | Razim, Sinoe, Techirghiol |
| Vânt | Lacuri eoliene – panuri | Chrissie (Kalahari), Susuta (Arizona), Poiana Mare (Dunăre) |
| Bioconstrucții | Lacuri de atoli | Laguna Malden, Nauru, Marshall |
| ***Chimismul apelor*** (*Salinitatea*) | Lacuri dulci (S = 0,3–1‰)<br>Lacuri salmastre (S = 1–24,7‰)<br>Lacuri sărate (S>24,7‰) | Bucura<br>Razim<br>Techirghiol |
| ***Adâncime/Gradu de oxigenare*** | Lacuri anoxice (adânci)<br>Lacuri oxigenate (puțin adânci) | Techirghiol |
| ***Temperatura apei*** | Lacuri termale<br>Lacuri oligomictice<br>Lacuri meromictice<br>Lacuri monomictice sau dimictice | Ursu (Sovata) |
| ***Legătura cu Oceanul Planetar*** | Lacuri cu scurgere | Ladoga, Geneva (Leman), Victoria, Bucura |
| | Lacuri fără scurgere | Aral, Ciad, Marea Moartă, Sf. Ana |

## Procese și produse; faciesuri-diagnostic

Prin poziția lor pe Glob, sistemele lacustre sunt controlate de procese sedimentogenetice foarte variate (Anadon, Cabrera, Kelts, 1991; Cohen, 2004):

1) procese fizico-mecanice, de acumulare a clastelor în urma transportului individual și în masă, care conduc la colmatarea cuvetei lacustre prin progradare și agradare; ele domină sistemele amplasate în regiunile reci, temperate sau în zone montane;

2) procese chimice, de precipitare, în lacuri din regiuni reci, temperate și, în special, aride;

3) procese biotice, de bioconstrucție și bioacumulare sau procese geobacteriene.

BCU "LUCIAN BLAGA" CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

### *Procese fizico-mecanice*

Evoluția proceselor de sedimentare a clastelor în bazinele lacustre este controlată de natura petrografică a surselor în curs de dezagregare (clastogeneză), de energia și tipul de relief, de zona climatică în care este localizată „sursa", de densitatea rețelei hidrografice care alimentează lacul. La nivelul masei de apă factorii dinamici sunt reprezentați de valuri, curenți și seișe.

În lacurile situate în zonele cu relief înalt (la altitudini mai mari de 1 000 m) și climat cald și umed (cu precipitații abundente) sunt create premisele unui rate ridicate de sedimentare. În zonele marginale, litorale, cu arii-sursă active în apropierea malurilor, apar conuri aluviale, microdelte, fan-delte cu sedimente grosiere (fig. 2.70).

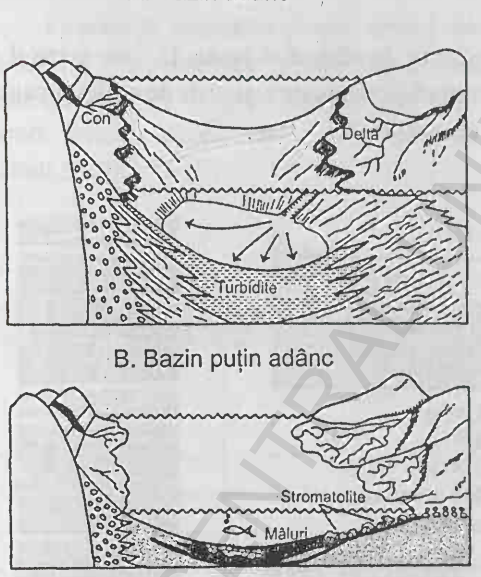



Fig. 2.70. Două modele depoziționale în sistemele lacustre: A – cu apă adâncă; B – cu apă puțin adâncă (după Galloway, 1983).

Faciesurile ruditice au fost generate prin căderi de blocuri (din falezele înalte), prin transport în masă (*debris-flow*) sau prin curenți tractivi, în zone cu energie de bazin ridicată. Avansarea sedimentelor în lac are loc prin progradare.

Faciesurile arenitice se dezvoltă în continuarea celor ruditice și conservă structuri generate de transportul individual al clastelor (stratificații oblice tabulare, granoclasări). Furtunile amestecă sedimentele și determină, local, prin valuri de furtună, faciesuri tempestitice (granoclasări urmate de structuri hummocky). La suprafața sedimentelor se pot conserva caneluri de eroziune și ondulații de curent – *ripple marks*-uri.

BCU MICHAEL CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Zonele centrale ale lacurilor se caracterizează prin energii de bazin scăzute, cu sedimentarea suspensiilor prin acreție verticală (depunere controlată gravitațional). Se formează faciesuri lutitice dominate de stratificații și laminații paralele care reflectă fluctuațiile climatice și, respectiv, ale aportului clastic. Urme de activitate ale organismelor bentonice se conservă frecvent (structuri de bioturbație figurative, burrows, și deformative). În aceste sectoare, rata de acumulare este mai mică: 100–200 g/m$^2$/an.

În lacurile adânci și extinse ca suprafață apar frecvent și faciesuri turbiditice.

În zonele cu climat rece, acolo unde sezonier temeperaturile apei scad sub 0°C, se nasc condițiile apariției varvelor, a cuplurilor lutit–silt sau silt–nisip acumulate succesiv în timpul înghețului (când suprafața lacului îngheață, aportul de sedimente externe lipsește și are loc depunerea clastelor fine, rămase în suspensie, de sub pătura de gheață) și al dezghețului (când se reia alimentarea lacului cu fracție arenitică) (fig. 2.71).

În regiunile cu relief plat, neaccidentat, la altitudini joase, în care aportul de sedimente este asigurat de o rețea hidrografică temporară și slab dezvoltată sau de un transport eolian, apar faciesuri lutitice, mâloase.

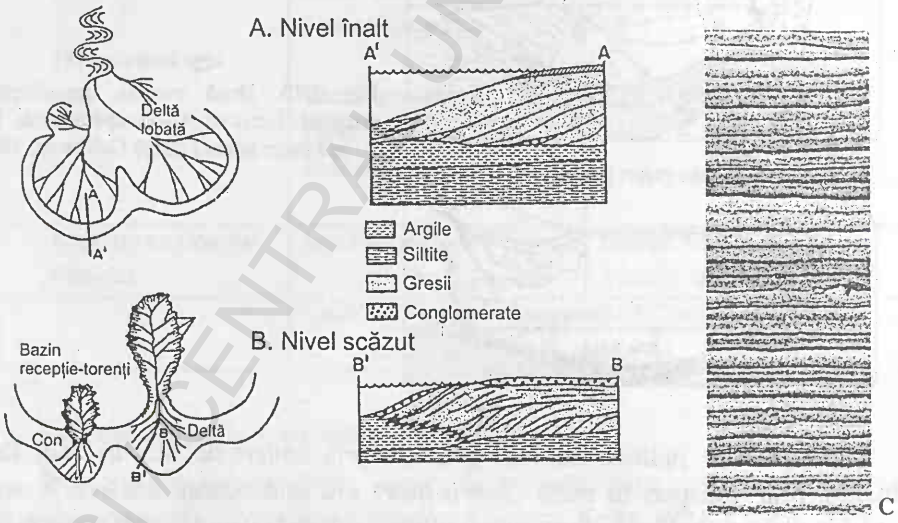



Fig. 2.71. Corpuri depoziționale lacustre în condiții de nivel înalt (A) și nivel scăzut (B) al apei în lac; configurația progradantă a sedimentelor marginale și o secvență cu varve (C) (după Galloway, 1983).

### *Procese chimice*

Compoziția apei din lacuri este expresia suportului mineral pe care acesta evoluează și a aportului de compuși chimici dizolvați în apele care alimentează

BCU IAȘI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

lacul (soluții electrolitice sau coloidale). Cantitatea totală de săruri dizolvate la 1 litru de apă, când toți carbonații au fost convertiți în oxizi, iar bromurile și iodurile, înlocuite prin cloruri, determină *salinitatea* apei (cu condiția ca toată materia organică să fie oxidată). Concentrația în săruri a apei lacului se poate modifica periodic sub influența variațiilor de temeperatură a mediului înconjurător și, respectiv, a apei.

Pragul de saturație al diverselor elemente este atins diferențiat și el marchează începutul precipitării chimice a fazelor minerale. Ordinea de precipitare a mineralelor depinde de potențialul ionic al acestora (e = Z/r), de timpul lor de rezidență, de temperatura soluțiilor. Natura mineralelor precipitate este influențată și de alcalinitatea soluțiilor (*p*H) sau de potențialul lor de oxido-reducere (Eh). Gazele dizolvate în apă – $O_2$, $CO_2$ și $H_2S$ – controlează și ele, îndeaproape, regimul chimic al lacului.

Gradul de salinitate al apei separă *lacurile dulci* (cu 1g/l), de cele *salmastre* (1–24,7 g/l) și, respectiv, *sărate* (cu salinitate mai mare de 24,7 g/l) și *hipersaline* (mai mare de 35–40 g/l) (Hutchinson, 1957). După conținutul în anioni se disting: lacuri *bicarbonatate*, lacuri *clorurate* și lacuri *sulfatate* (Pișota, Buta, 1975) (tabelul 2.9).

*Tabelul 2.9*

Gradul de mineralizare a unor lacuri

| Zone cu umiditate ridicată | | Zone cu umiditate scăzută | |
|---|---|---|---|
| **Lacul** | **Gradul de mineralizare** mg/l | **Lacul** | **Gradul de mineralizare** g/l |
| Onega | 39,27 | Marea Moartă | 288–315 |
| Erie | 187,4 | Salt Lake | 265 |
| Tanganyika | 598,4 | Aral | 8,79 |
| Michigan | 167,4 | Movila Miresii | 137 |
| Baikal | 94,2 | Lacul Sărat – Brăila | 83,9 |
| Zănoaga | 50 | Techirghiol | 95,5 |
| Bistra-Pietrenu | 10 | Taşaul | 1,89 |

În sistemele lacustre închise, chimismul apelor se poate modifica progresiv, în funcție de evaporație și de drenajul în bazin al apelor dulci; în sistemele deschise recurențele compoziționale sunt mai frecvente (Eugster, Hardie, 1978) (fig. 2.72).

Aportul de material terigen, precum și producțiile biotice (vegetale, algale, bacteriene sau animale) pot inhiba sau cataliza evoluția proceselor de autigeneză.

BCU IAȘI / CENTRUL UNIVERSITAR LIBRARY

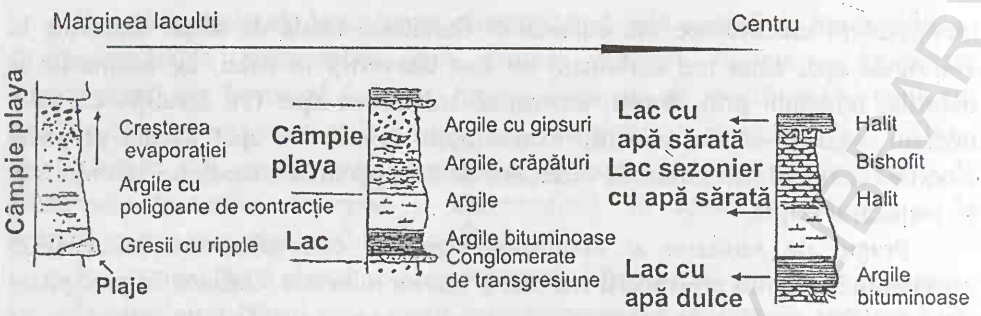



Fig. 2.72. Ciclul ipotetic de evoluție a unui lac sărat, de la margine către centru, în zonă aridă.

*Consolidarea gelurilor de fier, mangan* și *silice* este proprie lacurilor din zonele cu o climă rece și umedă, în care există un aport de soluții coloidale, un *p*H slab acid și un potențial redox pozitiv (Eh mai mare de zero). În astfel de condiții, au loc reacții de genul:

$$\underset{gel}{Fe(OH)_3} \rightarrow \underset{goethit}{FeO.OH} \rightarrow \underset{hematit}{Fe_2O_3}$$

sau

$$\underset{gel}{SiO_2.nH_2O} \rightarrow \underset{opal}{SiO_2.nH_2O} \rightarrow \underset{calcedonie}{SiO_2}$$

care explică complexele silicolitice și ferilitice și asociațiile de *opal-goethit*, *calcedonie-hematit* din Marile Lacuri nord - americane.

Precipitarea directă din apa lacurilor, de obicei, închise, în care este atins pragul de saturație al diverșilor compuși minerali conduce la acumularea progresivă a oxizilor (hematit), carbonaților (aragonit, calcit, trona), sulfaților (anhidrit, gips), halogenurilor (halit), azotaților (salpetru de Chile); asociațiile minerale diferă de la o zonă climatică la alta (tabelul 2.10).

*Tabelul 2.10*

Asociații mineralogice în lacuri situate în diverse zone climatice

| Zona climatică subpolară | Zona climatică temperată | Zona climatică tropicală | Zona climatică ecuatorială |
|---|---|---|---|
| oolite feruginoase și noduli de mangan | calcare micritice interstratificate, cu niveluri organice (*laminite*), noduli polimetalici | – calcit, aragonit, trona<br>– anhidrit, gips, glauberit<br>– borax, colemanit<br>– salpetru de Chile | hidroxizi de fier, geluri aluminoase |

*Faciesurile ooidelor carbonatice* sunt frecvente; zonalitatea lor (structurile concentrice) poate exprima variația sezonieră a fitoplanctonului (toamna, când se depun laminele negre, bogate în materie organică) și a secreției minerale (primăvara, când se depune sparitul) sau a acreției clastice (începutul iernii).

BCU IAȘI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Procesul este specific lacurilor închise, adânci şi anoxice. În lacurile deschise, ocurenţele de ooide sunt mai rare şi se întâlnesc în zonele marginale de mică adâncime, ca de ex. în Formaţiunea Glenns Ferry, Pliocen (Swirydczuc, Wilkinson, Smith, 1980; Wilkinson, Pope, Owen, 1980).

*Faciesurile sulfatice* şi *halitice* sunt specifice lacurilor sărate, închise, din zonele aride cu evaporaţie intensă. Cruste de halit cristalizat, eflorescenţe sau cimentări selective ale microclastelor preexistente se pot succeda în coloana de sedimente lacustre. Laminaţia paralelă şi, de multe ori, repetarea de sute de ori a cuplurilor *săruri–fracţie argiloasă* este o regulă controlată sezonier, ca de ex. în Deep Springs, S.U.A. (Eugster, Hardie, 1978).

*Faciesurile feruginoase* şi *manganoase* se asociază cu cele silicioase sau carbonatice din unele lacuri deschise, în zonele lor marginale, de mică adâncime, ca de ex. lacul Chac, din China (Reading, 1996).

*Procese biotice*

Cuvetele lacustre găzduiesc activităţi biotice dintre cele mai variate. Organisme vegetale şi animale, pelagice sau bentonice, sesile sau vagile, trăiesc şi mor în apa lacurilor. Biosecreţii minerale, acreţii algale, bioconstrucţii şi procese geobacteriene ocupă sistemul lacustru la diverse adâncimi, în medii oxigenate sau anoxice, în bazine deschise sau închise.

Frecvenţa şi intensitatea proceselor biotice pot alterna cu cele ale proceselor fizice sau chimice conducând la produse ciclice, cu ritmicitate evidentă (O'Sullivan, Reynolds, 2004).

Organismele cu părţi scheletice minerale, de natură carbonatică sau silicioasă (foraminifere, ostracode, crustacei, spongieri, moluşte, diatomee etc.) se acumulează după moarte şi generează faciesuri bioacumulate (fig. 2.73):

– falune cu *Limnaea, Sphaeria, Unio, Neritina;*

– crete;

– mâluri cu diatomee asociate cu nutrienţi fosfatici şi nitraţi (cu rata de sedimentare: 10 cm/1 000 ani).

Acreţiile algale sunt prezente în lacuri la adâncimi mici. Apar faciesuri stromatolitice cu g. *Schizotrix* şi g. *Aegropropila* şi oncoide.

Materia organică vegetală şi animală se conservă în mediile anoxice şi îmbracă forma faciesurilor cu *gyttja* – mâluri cu detritus organic (fitoclaste) şi urme de bioturbaţie – sau a celor *sapropelice* – mâluri organice, microstratificate, cu mai mult de 10% carbon organic (Bulgăreanu, 1975, 1981, 1985).

O caracteristică a biofaciesurilor vegetale lacustre o reprezintă diferenţierea lor batimetrică. Această proprietate generează o zonalitate verticală evidentă. Astfel, la adâncimi mici din zona litorală, de sub 1 metru, se dezvoltă *macrofite – Carex riparia, Scirpus lacustris* (prin utilizarea $CO_2$ din atmosferă), între 1 şi 3 m cresc *plante plutitoare – Phragmites comunis, Alisma plantago, Cicuta virosa, Nymphea luteum*, iar până la limita de penetrare a luminii se dezvoltă *macrofite submerse – Potamogeton crispus, Najas minor*. Algele asociate macrofitelor sunt foarte active (Reading, 1996).

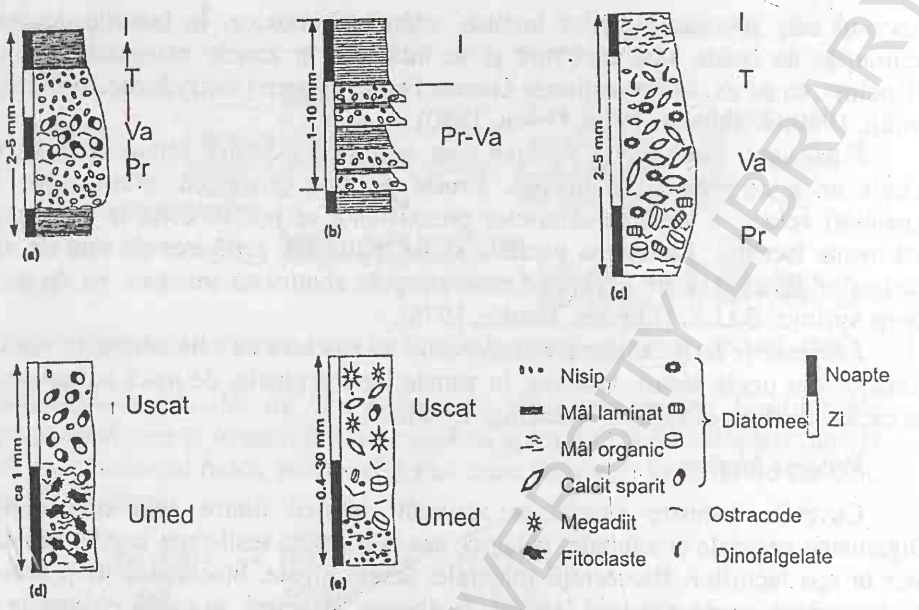



Fig. 2.73. Tipuri de varve din diferite lacuri: a) lac suedez; b) lac glaciar; c) Lacul Zürich, Elveția; d) Lacul Malawi, Africa; e) Lacul Magadi, Kenya; Pr – primăvara; Va – vara; T – toamna; I – iarna (Reading, 1996).

Procesele geobacteriene – ținând cont de faptul că numărul bacteriilor poate ajunge la sute de milioane/gram de sediment – sunt active în apropierea țărmului și la interfața sediment – apă; de asemenea, ele sunt active și în sedimentele în curs de îngropare. Prin activitatea lor, bacteriile controlează regimul oxigenului, al dioxidului de carbon și al hidrogenului sulfurat și modifică, astfel, *p*H-ul și Eh-ul apelor. Multe bacterii au un rol metalogenetic legat de concentrarea fierului (*Thiobacilus feroxidans, Crenotrix, Siderococus*), manganului (*Metallogenium*) și a sulfului (*Desulfvitrio, Thiobacillus*). Bacteriile fotosintetizante, în special cele heterotrofe, declanșează procese organogenetice prin care sintetizează substanțe organice (Bulgăreanu, 1981). Cianobacteriile formează oncoide, stromatolite sferice.

### Asociații litologice; arhitecturi specifice

Corpurile de sedimente care mulează cuvetele lacustre conservă morfologia acestora și pot atinge grosimi care, în general, nu depășesc 1 000 m. Grosimile medii ale acestor corpuri oscilează în jur de 300 m și înregistrează, prin secvențe de diverse ordine de mărime, fluctuațiile de nivel, temperatură, salinitate și evoluția proceselor de sedimentare în cadrul sistemului (fig. 2.74).

Tipurile de secvențe care se pot întâlni sunt expresia directă a proceselor care le-au generat și ele reflectă, în mod obișnuit, alternanța proceselor fizice cu cele chimice sau biotice. De aceea, ritmicitatea este o caracteristică a multor faciesuri lacustre.

BCU CLUJ UNIVERSITY LIBRARY

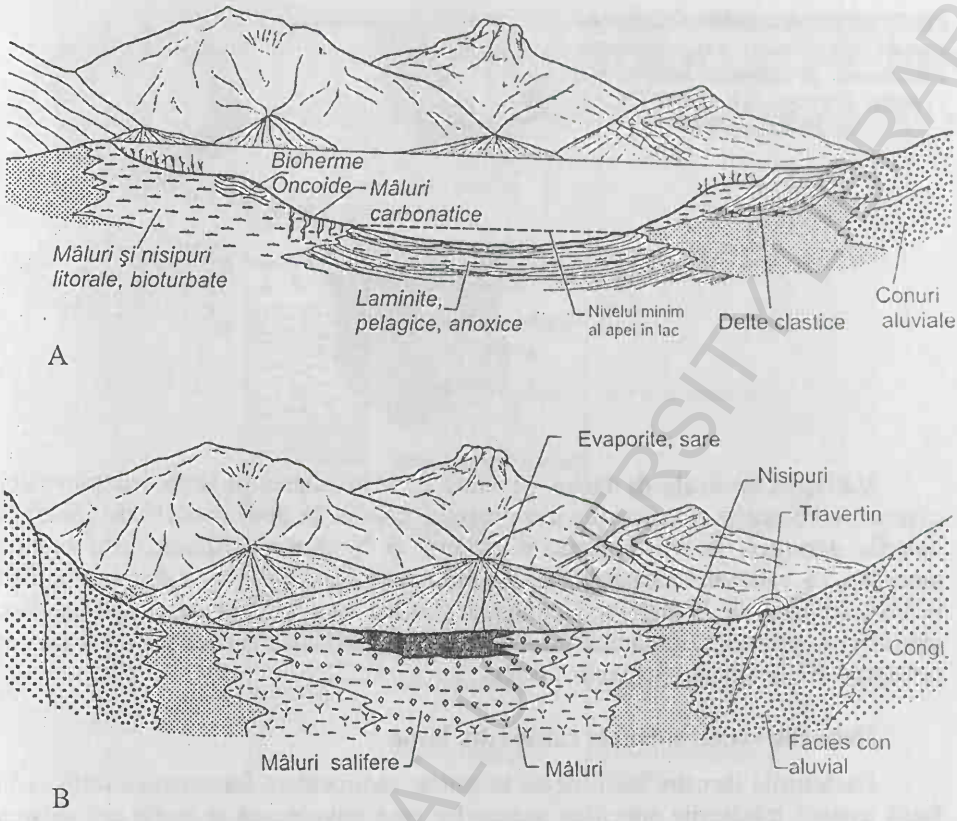



Fig. 2.74. Corpuri depoziționale dependente de nivelul apei în lac și zona climatică – umedă (A) sau aridă (B) – în care sunt amplasate (după Galloway 1983).

Proiecția în plan a faciesurilor lacustre poate fi de formă circulară, cu zonalități laterale evidente: trecerea de la faciesuri ruditice, grosiere, din zonele marginale, la faciesuri fine, mâloase, argiloase, spre zonele centrale reprezintă o caracteristică a lacurilor dominate de sedimentare clastică (Lemons, Chan, 1999) (fig. 2.75).

În lacurile dominate de procese chimice și biotice, tranzițiile laterale sunt diferite. Modelele ideale pe care și le-a imaginat Picard și High (1981) indică, în cazul sedimentării carbonatice două posibilități acceptabile: scăderea conținutului de carbonați din marginea lacului (cu un regim de *shallow water*) spre centrul său sau invers, funcție de relația care se stabilește între chimismul apelor și aportul de sedimente clastice. În cazul sedimentării evaporitice din lacurile efemere, amplasate în regiuni calde și aride (de regulă, medii deșertice tip *playa*), sărurile mai puțin solubile (sulfații, de exemplu) se depun în zonele marginale, iar cele foarte solubile, spre centrul său (halitul și sărurile delicvescente, azotații etc.).

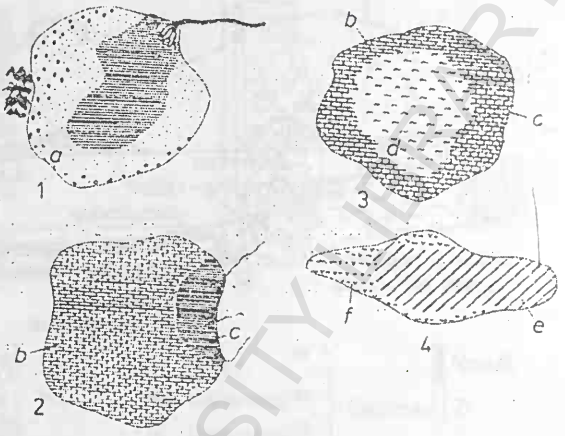



Fig. 2.75. Distribuția zonală a sedimentelor clastice în lacuri: a) sedimente siliciclastice; b) sedimente carbonatice; c) argile; d) gyttya; e) sapropel; f) turbă (după Kukal, 1971).

Variațiile verticale de facies generate de succesiunea în timp a depunerilor clastice, carbonatice, evaporitice sau organice conduc la două modele distincte: în lacurile dominate de o sedimentare clastică şi în care colmatarea este rapidă, simultan cu reducerea spațiului disponibil, apar secvențe cu tendințe progrades (CUS). În lacurile în care sedimentarea clastică este urmată de o sedimentare chimică şi, respectiv, organică (sapropelică sau turboasă) secvențele au caracter retrograd (FUS) (Dean, Schwalb, 2002).

**Depozite vechi; exemple clasice din lume**

Faciesurile lacustre identificate în suitele sedimentare fanerozoice reflectă în bună măsură trăsăturile specifice proceselor care guvernează şi astăzi colmatarea cuvetelor lacustre. Cele mai frecvente asociații litologice cumulează faciesuri predominant clastice, carbonatice, evaporitice şi organice (Matter, 1978) (fig. 2.76).

Cadrul tectonic global în care acestea sunt localizate indică „bazine" cratonice, bazine extensionale, de rift (intracontinentale), bazine „strike-slip" (în zona faliilor transformante), bazine de foreland, intramontane (Carroll, Bohacs, 1999).

Formațiuni bine studiate şi care au oferit, în ultimul timp, repere pentru elaborarea unor modele de facies, au vârste paleozoice, mezozoice şi neozoice. Astfel, Talbot şi Allen (*in fide*, Reading, 1996) sintetizează trăsăturile sedimentologice ale următoarelor ocurențe.

La nivelul Paleozoicului:

– Secvențe din Formațiunea de Karoo, clastic, Africa de Sud (Yeman, 1993).

La nivelul Mezozoicului:

– Mercia Mudstone Group, clastic, Triasic (Talbot, Holm, Williams, 1994);

– „Kape Stweart Formation", clastic, Triasic – Jurasic (Dam, Sutlyk, 1992).

La nivelul Neozoicului (fig. 2.77; 2.78; 2.79):

– „Green River Formation", evaporitic, Oligocen, Utah, Colorado (Tuttle, 1991);

– Lacurile cu sedimente oligocene-miocene din bazinul Ebro, Spania, evaporitic (Anadon, Cabrera, Kelts, 1991);

– Pliocene Ridge Basin din California, S.U.A., clastic (Crowell, Link, 1982);
– Glenns Ferry Formation, carbonatic, Pliocen, Idaho, S.U.A. (Platt, Wright, 1991);
– Fort Union Formation, organic-cărbunos, Paleocen, Montana, S.U.A. (Yuretich, 1989).

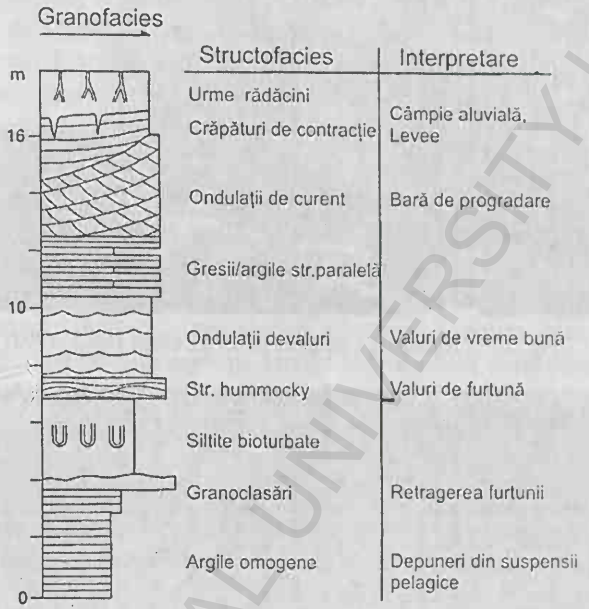



Fig. 2.76. Secvență verticală idealizată în Bazinul Karoo (după Reading, 1996).

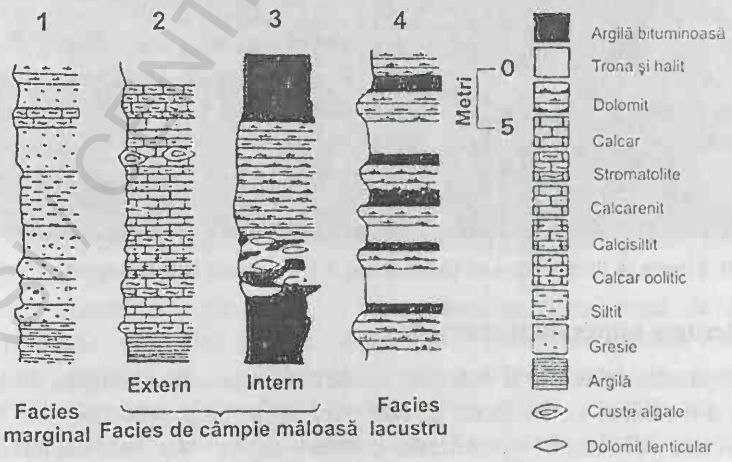



Fig. 2.77. Secvențe verticale în Formațiunea Green River, lac deschis (Keighley, Flint *et al.*, 2003).

BCU IAȘI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

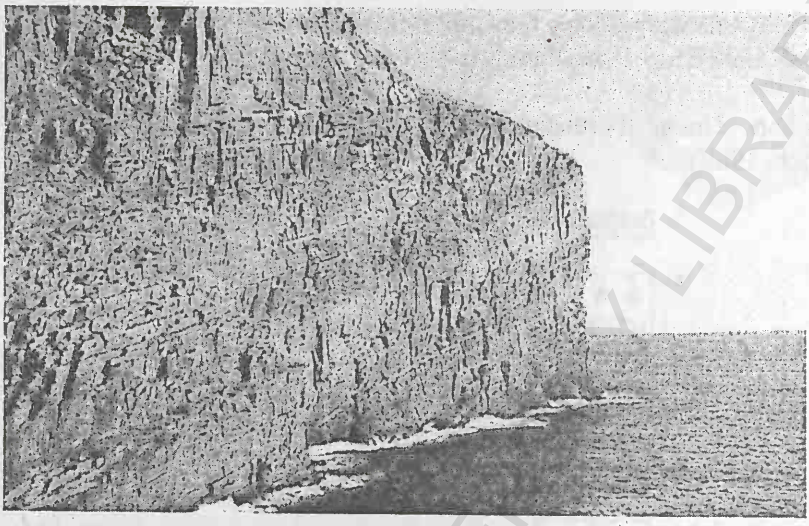


Fig. 2.78. Ritmite la Caithness în Scoția (după Davis, 1992).

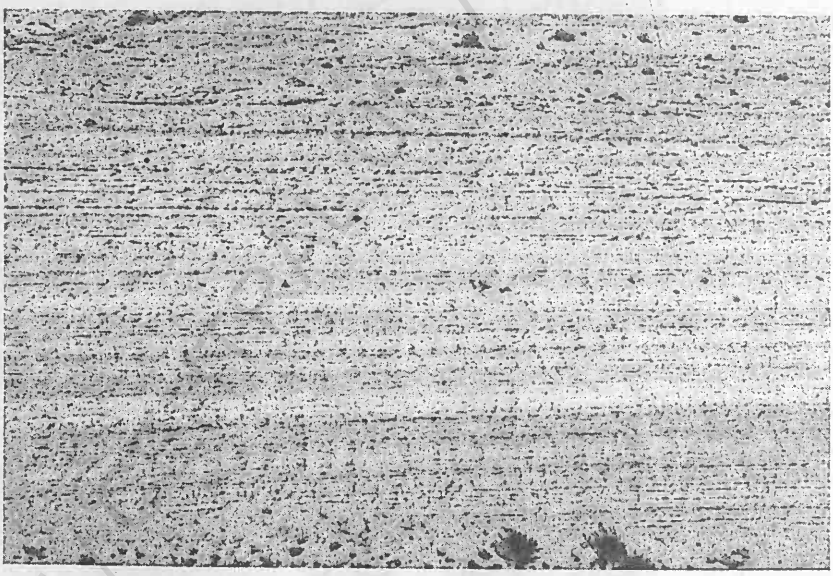


Fig. 2.79. Ritmite în Formațiunea de Green River, S.U.A., Eocen (după Keighley, Flint *et al.*, 2003).

## Resurse minerale și energetice

Resursele minerale și energetice asociate faciesurilor lacustre sunt, în general, de mici dimensiuni și, de aceea, de mai mică importanță economică.

Dintre substanțele metalifere, concentrații de fier sub formă de siderit și hematit asociate cu carbonați sau calcedonie au fost citate în lacul Chad. Manganul îmbracă forma oxizilor (*psilomelan, birnessit, todorokit*) depuși sub formă de

cruste sau noduli (ex. în lacurile cu apă rece Ladoga şi Onega). Precipitarea ambelor elemente impune existenţa unor medii oxigenate, cu potenţial redox pozitiv.

Dintre substanţele nemetalifere, halitul (*sarea gemă*), carbonatul de Na (*trona*), azotaţii de K (*salpetru de Chile*), borul şi litiul, silicaţii de Na (*magadit, kanemit*) reprezintă faze minerale de importanţă economică. Trona se exploatează din Formaţiunea de Green River, iar silicaţii de Na din Kenya. Din lacurile secate existente în deşertul Atacama (Chile) se exploatează salpetru.

Calitatea de resurse energetice o au unele concentraţii de uraniu, asociate argilelor cu material incarbonizat (ex. Formaţiunea de Lockatong, Triasic, Utah, S.U.A.). De asemenea, mediile paludale, cu acizi humici şi fulvici, s-au dovedit medii favorabile apariţiei unor concentraţii singenetice de uraniu. Corespondentul vechi al unor astfel de situaţii îl reprezintă acumulările uranifere permiene din Bazinul Lodeve, Franţa sau cele miocene din Bazinul Date Creek, Arizona, S.U.A. (Galloway, 1983).

Foste lacuri cu faciesuri sapropelice au generat şisturi bituminoase (roci-mamă pentru hidrocarburi) din care au derivat hidrocarburi parafinice, cu puţin sulf şi conţinut variabil de gaze. În Bazinul Uinta din vestul S.U.A., la nivelul Eocenului, Formaţiunea Green River conţine şi rezervoare de hidrocarburi cu aceste calităţi (Carroll, Bohacs, 2001).

Cărbunii de pământ, turba şi gythia apar în faciesuri care închid evoluţia unui lac. Astfel de produse sunt frecvente în sistemele lacustre vechi (Carboniferul şi Permianul din Africa de Sud, Okavango, Botswana şi Formaţiunea de Karoo).

### Probleme ale mediului înconjurător

Cuvetele lacustre reprezintă în mediile naturale o sursă importantă de apă. Atunci când sunt situate în proximitatea unor aşezări omeneşti, constituie rezerve de apă potabilă sau, adesea, de apă industrială. Conservarea calităţii acestor ape, în concordanţă cu destinaţia ei este o obligaţie importantă a utilizatorilor. Degradarea chimică a acestor ape rezultă prin aportul de poluanţi în lac sau prin pătrunderea în masa de apă a unor gaze sau soluţii de origine naturală (pe falii sau fracturi care intersectează rezervoare naturale de gaze, conducte vulcanice etc.).

Colmatarea lacurilor cu sedimente clastice transportate din zonele (sursele) învecinate, reduce adâncimea lor şi poate schimba şi calitatea apelor găzduite de acestea (fig. 2.80; 2.81).

Lacurile situate în zone montane sau deluroase, înconjurate de structuri geologice instabile, care pot genera căderi de blocuri sau alunecări de teren importante, se constituie în „zone de risc" pentru aşezările situate în proximitatea lor. În cazul în care mase importante de roci ajung în lac, cantităţi mari de apă deversează peste maluri şi devin „torenţi" care au o mare putere de distrugere (creează canale, erodează maluri, transportă „curgeri solide nesortate" şi acoperă cu sedimente zonele de la baza pantelor pe care se deplasează).

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

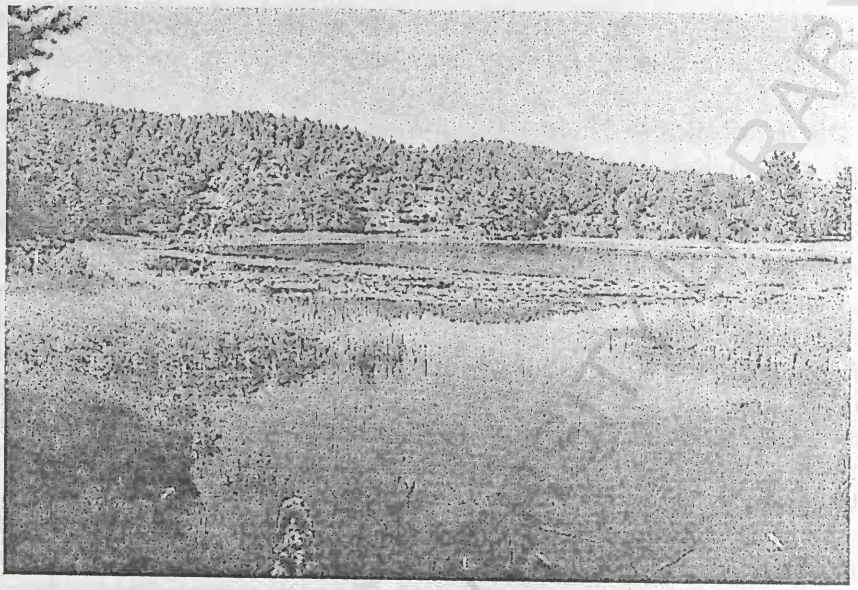


Fig. 2.80. Sedimente litorale într-un lac din zona temperată (foto INTERNET).

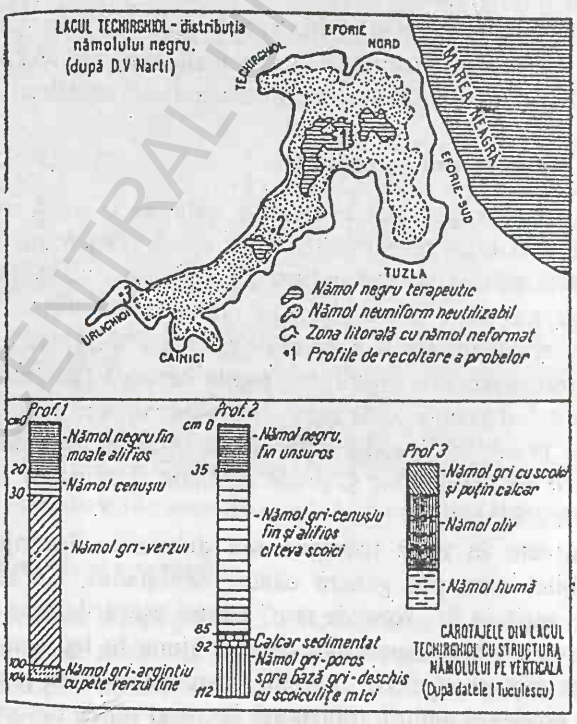



Fig. 2.81. Tipuri de sedimente în Lacul Techirghiol (după Pişota, Buta, 1975).

BCU IASI / CENTRAL UNIV LIBRARY

**Repere sedimentologice; criterii de identificare**

• Cuvetele lacustre sunt bazine de sedimentare cu dimensiuni mai mici (suprafețe de zeci de mii de $km^2$ și adâncimi de zeci și sute de metri, rar peste 1 000 m), care suportă o masă de apă cu tendință de stratificare, în funcție de poziția geografică a lacului și, implicit, de variațiile termice și chimice. Contextul geomorfologic în care se găsesc formele de relief pe care le ocupă, altitudinea și latitudinea controlează varietatea proceselor care conduc la colmatarea lor.

• Sursa sedimentelor din lacuri este foarte diferită. Zonele limitrofe înalte alimentează cuveta lacustră cu detritus deplasat în bazin prin transport individual sau în masă. Valurile și curenții din lac au un rol în rearanjarea clastelor, iar depunerea acestora în zonele marginale se face prin progradare și în larg, prin decantarea suspensiilor. Gradul de salinitate al apelor controlează și determină pragul de saturație a diverselor elemente chimice care justifică natura sedimentelor autigene. Activitățile biotice vegetale și animale sunt complexe și, adesea, etajate.

• Granofaciesurile clastice se caracterizează prin diversitate și zonalitate laterală și verticală. Cele ruditice sunt frecvente la marginea lacurilor, în ariile cu adâncimi mai mici, iar cele lutitice, în zonele centrale, cu adâncimi mai mari.

• Structofaciesurile au origini diferite: *mecanice* pentru sedimentele clastice: imbricate, gradate, slab oblice tabulare, hummocky, paralele, ritmice; *chimice* pentru depunerile ooidice și evaporitice, nodulare sau paralel stratificate; *biotice*, acreționar – algale, oncoidice.

• Petrotipurile asociate sistemelor lacustre acoperă patru categorii distincte: *siliciclastice* (conglomerate, gresii, argile), *carbonatice* (crete, calcare alochemice, ooidice, micrite), *silicolitice-ferilitice* (diatomite, minette) și *evaporitice* (sulfatice: gips, anhidrit; cloruroase: halit, silvină). Produsele organice sunt reprezentate prin cărbuni și turbă, argile bituminoase.

• Alternanțele frecvente între granofaciesuri și petrotipuri, asocierea lor în cupluri conferă sedimentelor lacustre o ritmicitate tipică, vizibilă la scări foarte diferite. Ea este efectul ciclurilor climatice care au controlat sedimentarea în lac și care pot fi precizate prin analize izotopice $^{13}C/^{12}C$, $^{18}O/^{16}O$.

• Arhitectura corpurilor lacustre reflectă morfologia cuvetei, relieful limitrof și procesele care le-au generat. Vom întâlni conuri aluviale, microdelte (fan-delte, delte Gilbert), bare, câmpii lacustre, conuri submarine cu lobi și canale, cuverturi. Variațiile laterale de facies sunt rapide, extinderea litonilor este limitată. Variațiile verticale se reflectă în secvențe de origini diferite, expresie a schimbării condițiilor de sedimentare. Secvențele CUS caracterizează, uneori, faciesurile siliciclastice, iar cele FUS, idealizate, lacurile cu evoluție de la o sedimentare clastică la una chimică și organică.

• Datorită multiplelor afinități pe care faciesurile lacustre le au cu cele glaciare, fluviale, deltaice, litoral-marine, batial- sau abisal-marine, elaborarea unui model de facies pentru sistemul lacustru este dificil de făcut și nu trebuie să se bazeze doar pe unul sau două din criteriile discutate. Trăsăturile biofaciesale au, de cele mai multe ori, un caracter diagnostic.

## *SISTEME DE TRANZIȚIE*

La marginea bazinelor marine și oceanice, în lungul limitei lor cu continentele, se confruntă factori și procese sedimentare ce generează depozite în care se disting faciesuri hibride, mixte, cu trăsături comune domeniului continental și domeniului marin.

Zona aceasta, relativ îngustă față de extinderea ariilor continentale și a oceanelor, de până la câțiva kilometri lățime, este influențată de aportul constant al unor sedimente de origine eoliană, fluviatilă sau chiar glaciară și de participarea largă a unor produse specifice mării: sedimente preluate de valuri și curenți litorali, acreții algale, depuneri chimice (alocheme diverse) etc.

În acest domeniu în care se fac simțite aceste trăsături mixte pot fi incluse sistemele: *deltaic*, al *estuarelor, litoral-costier* și al *lagunelor*. Separarea în cadrul lor a unor subsisteme are în vedere morfologia zonei costiere (*țărm înalt* sau *țărm jos*), poziția climatică (în climatul *cald–arid, cald–umed* sau *rece*), amplitudinea mareelor sau tendința oscilațiilor de nivel, aportul de sedimente terigene.

Fundamentul acestor sisteme este, evident, de margine continentală, iar trăsăturile geomorfologice specifice acestor „unități de tranziție" corespund unor reliefuri foarte diverse, de la terminații montane sau podișuri la câmpii litorale și plaje.

Procesele sedimentogenetice vor fi și ele foarte diferite: dominant *fizico-mecanice* în delte și estuare, dominant *chimice* în lagune sau *mecanice* și *biotice*, în lungul zonelor costiere, de plaje și cordoane litorale. Geometriile corpurilor născute în aceste ambianțe vor reflecta, la rândul lor, dinamica proceselor de sedimentare: *conuri deltaice, lobi, pânze, strate, bare litorale* etc.

Asociate acestor corpuri apar resurse minerale metalifere: *placers*-uri cu aur, zircon, minerale titanifere și resurse minerale nemetalifere: nisipuri cuarțoase, gips și sare. Importante aspecte legate de protecția zonelor costiere și a plajelor derivă din cunoașterea mecanismelor care controlează dinamica și evoluția acestor sisteme. Plasarea sistemului evaporitic la domeniul de tranziție este un compromis. Legile formării asociațiilor minerale evaporitice – *gips, anhidrit, halit* etc. – sunt restrictive și condiționează precipitarea sărurilor de concentrarea soluțiilor naturale (*salinitate*) și de mediul arid, cu temperaturi ridicate, care să stimuleze evaporația. Or, astfel de condiții sunt îndeplinite simultan în unele zone deșertice (*playa*), în lagune, la suprafața unor plaje sau chiar în șelfuri cu preconcentrare. Este evident că secvențele evaporitice poartă amprenta unor condiții hibride, mixte.

Identificarea unor paleosedimente deltaice sau costiere, lagunare sau litorale, capătă relevanță în reconstituirea vechilor linii de țărm, deci a limitelor dintre continente și oceane sau în încercările de zonare paleoclimatică.

BCU IAȘI - CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

## 4.5. SISTEMUL DELTAIC

Deltele reprezintă corpuri sedimentare în formă de con, care se dezvoltă în zona costieră, de tranziție între sistemele continentale şi cele acvatice, mări sau lacuri. Ele încep să se formeze atunci când aportul de sedimente transportate prin intermediul sistemelor fluviatile sau al conurilor aluviale depăşeşte capacitatea de redistribuție bazinală a valurilor, mareelor şi curenților litorali. Sistemul se dezvoltă atât subaerian, cât şi subacvatic şi se extinde prin procese de progradare, care determină acumulări groase de sedimente.

### Factorii sedimentării – subsisteme

Formarea şi evoluția deltelor este controlată aproape simultan de acțiunea a numeroşi factori, care-şi lasă amprenta în morfologia corpurilor de sedimente deltaice şi, respectiv, permit separarea unor subsisteme diverse (fig. 2.82).

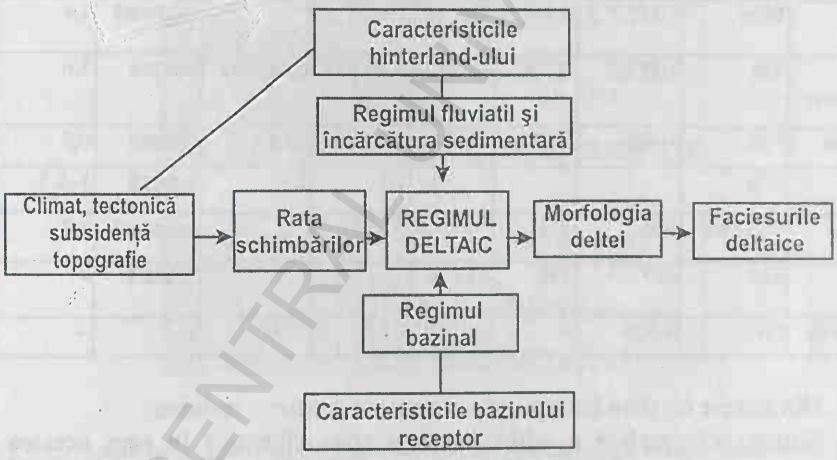



Fig. 2.82. Factorii de control ai unui sistem deltaic (după Elliot, 1986, din Postma, 1990).

*Sistemul de alimentare şi regimul fluviului.* Alimentarea deltelor se face de către sisteme hidrografice permanente (fluvii şi râuri, cca 90–95%) care acoperă în ariile continentale suprafețe mari sau de către sisteme intermitente, de tip torențial, amplasate în zona țărmurilor înalte (cca 5–10%), din vecinătatea unor lacuri sau mări. Prin rețeaua hidrografică organizată ajung în spațiile deltaice cantități însemnate de sedimente lutitice şi arenitice (sub forma debitului solid, tractat, dar, în special a debitului în suspensie) (de ex. 40 mil. tone/an – Niger, 51 – Dunărea, 349 – Mississippi, 1 670 – Gange–Brahmaputra) (tabelul 2.11).

BCU CLUJ / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

*Tabelul 2.11*

Principalele caracteristici ale câtorva sisteme deltaice actuale reprezentative, separate după granulometria aportului terigen (GR– rudit, GS– rudit/arenit, FS– arenit fin, MS– lutit/silt) și procesele dominante în frontul deltaic (i– input/ fluviale, t– tidale, w- construite de valuri, m– mixte) (după Orton, Reading, 1993). În tabel sunt trecute valori medii

| Sistem deltaic | Granulometrie | Bazin hidrografic ($10^3 km^2$) | Debit ($m^3/s$) | Aport terigen în suspensie $10^6$ tone/an | Suprafață *delta plain* ($km^2$) | Gradient *delta plain* (m/km) | Amplitudine valuri (m) | Amplitudine maree (m) | Batimetrie (m) |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Ord | MSt | 78 | 163 | 22 | 3 896 | - | scăzută | 3,8 | – |
| Mahakam | FSit | – | – | c.16 | 5 000 | | < 0,6 | 1,2 | c.100 |
| Mississippi | MSi | 3 344 | 15 631 | 349 | 28 568 | 0,020 | foarte scăzută | 0,4 | – |
| Amazon | MSti | 6 150 | 199 634 | 900 | 467 078 | 0,0125 | moderată | 4,9 | 100 |
| San Francisco | FSw | 6 02,3 | 3 420 | 6 | 734 | – | c.1,0 | 2,5 | – |
| Niger | FSm | 1 112,7 | 8 769 | 40 | 19 135 | | moderată | 1,4 | 100–200 |
| Gange–Brahmaputra | FSt | 1 597,2 | 30 769 | 1 670 | 105 641 | 0,05–0.17 | scăzută | 3,6 | |
| Mackenzie | FSi | 1 448 | 9 100 | 126 | 13 000 | 0,05 | scăzută | 0,2 | 70 |
| Alta | GSi | | | | 10 | 1,5 | scăzută | 1–2,5 | 70 |
| Burdekin | FS/GSm | 266,7 | 475 | | 2 112 | | moderată | 2,2 | |
| Dunăre | FM | 817 | 190 $km^3$/ an | 51 / an | | | scăzută | – | 20 |
| Punta Gorda | GRw | 0,005 | – | – | 0,4 | 14,0 | – | – | – |

Din zonele cu țărm înalt provin sedimente grosiere, ruditice.

Natura petrografică a ariilor-sursă și zona climatică în care acestea sunt amplasate controlează la rândul lor clastofaciesul și granofaciesul sedimentelor deltaice.

*Interacțiunea apelor fluviatile cu cele bazinale, marine sau lacustre.* Contrastul de densitate dintre curenții fluviali (sau torențiali) și apele bazinelor de recepție, marine sau lacustre, atrage după sine formarea mai multor tipuri de „curgere" (fig. 2.83):

– *homopicnală* – când densitățile celor două medii sunt egale; generează „amestecarea" rapidă a apelor în zona de debușare, odată cu scăderea rapidă a competenței curenților rezultând o rată de sedimentare mare;

– *mezopicnală* – generată atunci când masele de apă din bazinul de recepție sunt stratificate, iar curgerea are loc deasupra unei picnocline;

BCU CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

– *hiperpicnală* – când densitatea apelor fluviale este mai mare decât a celor bazinale; apar în perioadele cu debit crescut când se formează curenți de fund denși; sarcina clastică se va depune progresiv, în ambianțe de front deltaic și prodeltă;

– *hipopicnală* – când densitatea apelor fluviale este mai mică decât a celor bazinale; ele se dezvoltă când apele continentale debușează în ambianțe marine. În astfel de condiții sarcina tractată se poate separa de cea în suspensie care formează o pană de flotabilitate, iar faciesurile rezultate vor fi localizate proximal și, respectiv, distal.

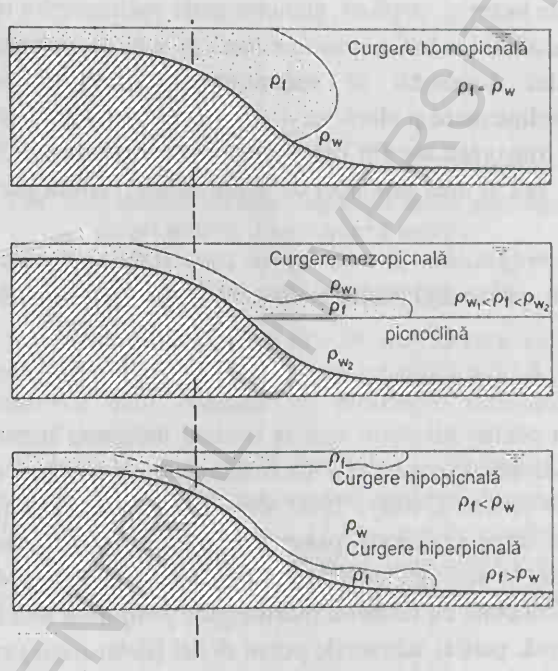



Fig. 2.83. Tipuri de curgeri separate după contrastul de densitate (după Mulder, Alexander, 2001): Pf – densitatea curgerii; ρ w – densitatea mediului ambiant de recepție; ρ w1, 2 – densitățile fluidului receptor, stratificat.

*Salinitatea apelor* influențează mecanismele curgerii la gura de vărsare, precum și depunerea coloizilor și a substanței organice.

*Regimul hidrodinamic al bazinului de recepție.* Este determinat de mișcarea valurilor, precum și de sistemul de curenți mareici și litorali, în funcție de care sedimentele aduse de râuri sunt amestecate cu sedimentele litorale și neritice sau sunt îndepărtate din zona de vărsare. Echilibrul depozițional care se stabilește între aportul de aluviuni și aportul de sedimente deplasate prin componenta bazinală, în particular valuri și maree, determină geometria corpurilor sistemelor deltaice și

BCU MS / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

distribuția faciesurilor; acest echilibru a constituit un criteriu de clasificare a deltelor în trei subsisteme distincte:

a) delte „dominate" de fluviu (ex. Mississippi), în care componența fluviatilă este dominantă, iar sedimentele vor fi de origine fluviatilă;

b) delte „dominate" de valuri (ex. Rhone, Nil, Orinoco);

c) delte „dominate" de maree (ex. Niger, Colorado), în cazurile când componenta bazinală (valuri/maree) predomină, iar sedimentele vor fi mixte.

*Cadrul topografic și batimetric al bazinului.* Condiționează acumularea și stabilitatea aluviunilor în spațiul deltaic. De asemenea, adâncimea de depunere imprimă energia de bazin și, implicit, granulometria sedimentelor respective.

*Oscilațiile nivelului mării, regimul tectonic și rata de sedimentare.* Determină generarea spațiului disponibil de sedimentare (*accommodation*) și implicit mecanismele de sedimentare și alura secvențelor deltaice. Astfel, se pot diferenția:

a) *delte de transgresiune* (în cazul subsidenței accentuate, înălțării rapide a nivelului de bază sau al unei rate mici de sedimentare). Alura secvențelor este tip FUS;

b) *delte de progradare* (în cazul unor zone stabile, cu rate de sedimentare mari predominant pe fondul scăderii nivelului mării). Secvențele generate au tendință CUS.

* * *

În raport cu poziția nivelului apei în bazinul receptor, în cazul unei delte de progradare se individualizează două sectoare: *delta emersă* și *delta submersă.* Anterior (ex. Van Andel, Curray, 1960, din Reading, Collinson, 1996), profilul deltaic era divizat după gradientul pantei deltei în următorii componenți: *topset, foreset* și *bottomset* în analogie cu deltele Gilbert (v. fig. 2.93). Mai târziu, aceste trei zone au fost înlocuite cu termenii morfologici: *platforma deltaică*, cu înclinare mică, parțial emersă, parțial submersă; *panta deltei* (*delta slope*) cu un gradient de pantă ridicat și *prodelta*, cu un gradient mic. Terminologia morfologică este în prezent amendată cu terminologia procesuală și în mod curent se folosesc următorii termeni (fig. 2.84):

a) *câmpia deltaică* (*delta plain*), o zonă emersă, cu un gradient de pantă mic, dominată de procese fluviatile; are forma literei grecești Δ, de unde și denumirea sistemului;

b) *frontul deltei* (*delta-front*), o zonă de interferență a proceselor fluviatile și marine, cu un gradient de pantă mare;

c) *prodelta*, domeniul din imediata vecinătate a frontului deltaic situat spre bazin, unde profilul pantei este relativ înclinat și pe care pot avea loc procese gravitaționale, dar și depuneri din suspensii.

BCU IASI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

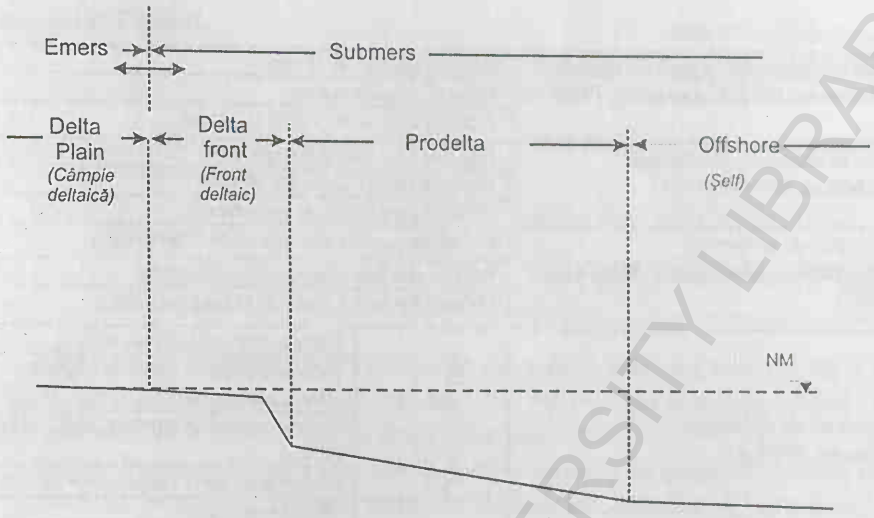



Fig. 2.84. Subdomeniile unei delte progradante într-un profil idealizat: câmpia deltaică, frontul deltei şi prodelta.

### *Clasificarea sistemelor deltaice; probleme conceptuale*

Sistemele moderne de clasificare iau în considerare sursa de alimentare simultan cu granulometria depozitelor şi impun separarea a două entităţi distincte:

– *river delta* sau delta comună, cu sedimente silto-lutitice şi arenitice, alimentate de sisteme fluviatile;

– *fan delta* (*sensu* Holmes, 1965, în Reading, Collinson, 1996) – conuri aluviale care debuşează în ape stătătoare, cu sedimente predominant ruditice.

Clasificările prezentate în tabelul 2.12 iau în considerare diverşi factori şi scot în evidenţă corespondenţele dintre diversele subsisteme separate. Criteriile de clasificare ne apar, astfel, foarte variate, iar terminologia utilizată este extrem de nuanţată.

*Tabelul 2.12*

Criteriile de clasificare a sistemelor deltaice; tipuri şi subtipuri

| Criteriul de clasificare | Tipuri şi subtipuri deltaice | |
|---|---|---|
| Morfologie şi procesele dominante (Scott, 1969) | Delte distructive | Forme cuspate, dominate de procese marine |
| | Delte constructive | Forme lobate şi elongate, ambele dominate de procese fluviatile |
| Procese dominante şi morfologie (Fisher, 1969) | Delte distructive | Dominate de maree, cu bare alungite perpendiculare pe linia coastei |
| | | Dominate de valuri, cu forme cuspate |
| | Delte constructive | Dominate de fluviu, lobate şi elongate |

BCU IAŞI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

*Tabelul 2.12 (continuare)*

| | | |
|---|---|---|
| Regimul hidraulic la gura de vărsare (Galloway, 1975; Fisher *et al.*, 1975) | Delte dominate de fluviu | |
| | Delte dominate mareic | |
| | Delte dominate de valuri și furtuni | |
| Cadrul tectonic și morfologie (Ethridge, Wescott, 1984) | Delte de șelf (*Shelf type deltas*) | |
| | Delte de taluz (*Slop type deltas*) | |
| | Delte Gilbert (*Gilbert type deltas*) | |
| Sistemul de alimentare (McPherson, Shanmugam, Mojola, 1987) | Deltele conurilor aluviale aride (*Fan deltas*) | |
| | Deltele râurilor împletite (*Braid deltas*) | |
| | Deltele fluviatile, comune (*Common deltas*) | |
| Sistemul de alimentare (Nemec, 1990 a) | Delte aluviale | Deltele fluviatile (*River deltas*) |
| | | Deltele câmpiilor deltaice împletite (*Braid plain deltas*) |
| | | Deltele conurilor aluviale (*Alluvial fan deltas*) |
| | | Conurile de taluz (*Scree cone deltas*) |
| | Delte nonaluviale | Delte piroclastice |
| | | Delte ale curgerilor de lave |
| Granulometrie și morfologia pantei (Nemec, 1990 a, după o sugestie a lui Corner, 1990) | Delte ruditice | Pantă înclinată |
| | | Pantă lină |
| | Delte arenitice | Pantă înclinată |
| | | Pantă lină |
| | Delte lutitice | Pantă înclinată |
| | | Pantă lină |
| Morfologie și stabilitatea deltelor (Nemec, 1990 b) | Delte instabile | Fără sectorul subaerian |
| | Delte instabile | Delte Gilbert, cu sector subaerian bine dezvoltat |
| Sistemul de alimentare și adâncimea bazinului receptor (Postma, 1990) | Funcție de sistemul de alimentare | Sistem A – conuri aluviale ruditice |
| | | Sistem B – sisteme împletite ruditice |
| | | Sistem C – sisteme împletite ruditice și arenitice |
| | | Sistem D – sisteme stabile, arenitice și lutitice |
| | Funcție de adâncimea bazinului de recepție | Delte de apă puțin adâncă cu gradient de pantă mic (*Shoal water type*) |
| | | Delte de apă puțin adâncă cu gradient de pantă mare (*Deep water type*) |
| | | Delte de taluz (*Slope type deep water*) |

BCU IAȘI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

*Tabelul 2.12 (continuare)*

| | | |
|---|---|---|
| Granulometrie şi regimul hidrodinamic (Orton, 1988; Orton, Reading, 1993) | Delte ruditice | Dominate de fluviu, de valuri şi maree |
| | Delte arenitice şi subordonat ruditice | Dominate de fluviu, de valuri şi maree |
| | Delte arenitice fine | Dominate de fluviu, de valuri şi maree |
| | Delte lutitice şi siltice | Dominate de fluviu, de valuri şi maree |

Unele clasificări au detaliat sistematica celor două concepte (*river delta* şi *fan delta*) în timp ce altele, în special cele mai noi, au încercat o tratare unitară (Mc Pherson *et al.*, 1987; Postma, 1990; Orton, Reading, 1993).

Astfel, Postma (1990) a încercat o uniformizare a sistematicii deltelor care deversează în bazine cu energie mică. În funcţie de sistemul de alimentare, a separat patru categorii (fig. 2.85).

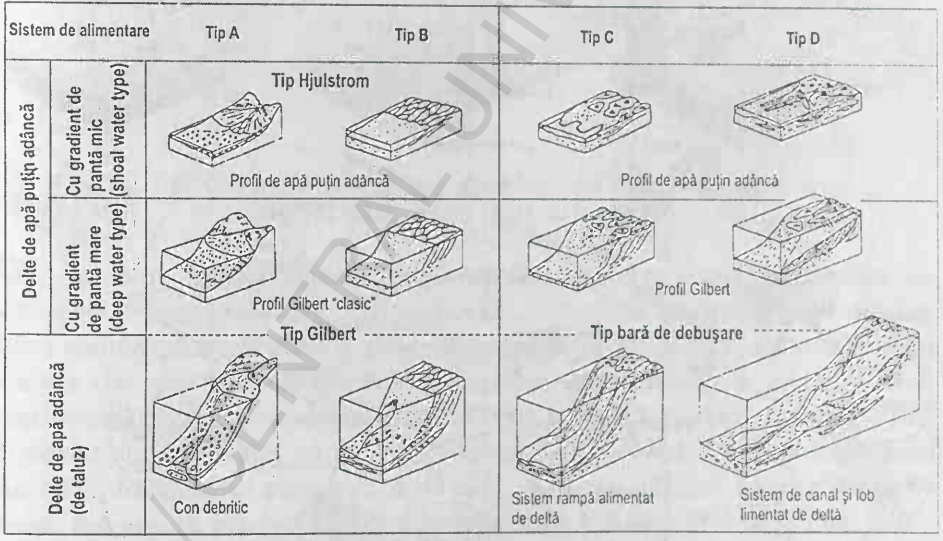



Fig. 2.85. Tipuri de delte clasificate după sistemul de alimentare şi morfologia pantei (după Postma, 1990).

– *Tipul A* este reprezentat de conuri aluviale ruditice cu pante abrupte de 20–30°. Au dimensiuni mici şi se formează în lungul zonelor faliate sau în zona fiordurilor. Sunt dominate de transport în masă şi, secundar, de curenţi efemeri.

– *Tipul B* grupează sisteme aluviale şi fluviatile ruditice împletite, cu pante de până la 4°, din vecinătatea ţărmurilor înalte.

BCU IAŞI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

– *Tipul C* corespunde sistemelor aluviale şi fluviatile ruditico-arenitice, cu pante mici, canale active, relativ stabile şi aport de sedimente relativ constant.

– *Tipul D* cuprinde sistemele aluviale şi fluviatile cu pantă foarte mică. Au canale stabile, o încărcătură sedimentară tractată redusă şi exces de sedimente în suspensie. Se dezvoltă în zonele costiere joase.

În funcție de adâncimea şi morfologia bazinului receptor au fost separate deltele de şelf (care la rândul lor pot avea un gradient mic – *very shallow water* şi gradient mare – *deep water*) şi deltele de taluz (*slope type deep water*).

Prin combinarea acestor categorii, autorul a separat un set de 12 sisteme deltaice, prezentat în fig. 2.85.

Orton (1988), Reading, Orton (1991), Orton, Reading (1993) au elaborat şi perfecționat o clasificare a deltelor care deversează în bazine cu energie mare, bazată pe granulometrie şi gradul de prelucrare bazinală (schema Galloway, 1975), rezultând o prismă triunghiulară (fig. 2.86).

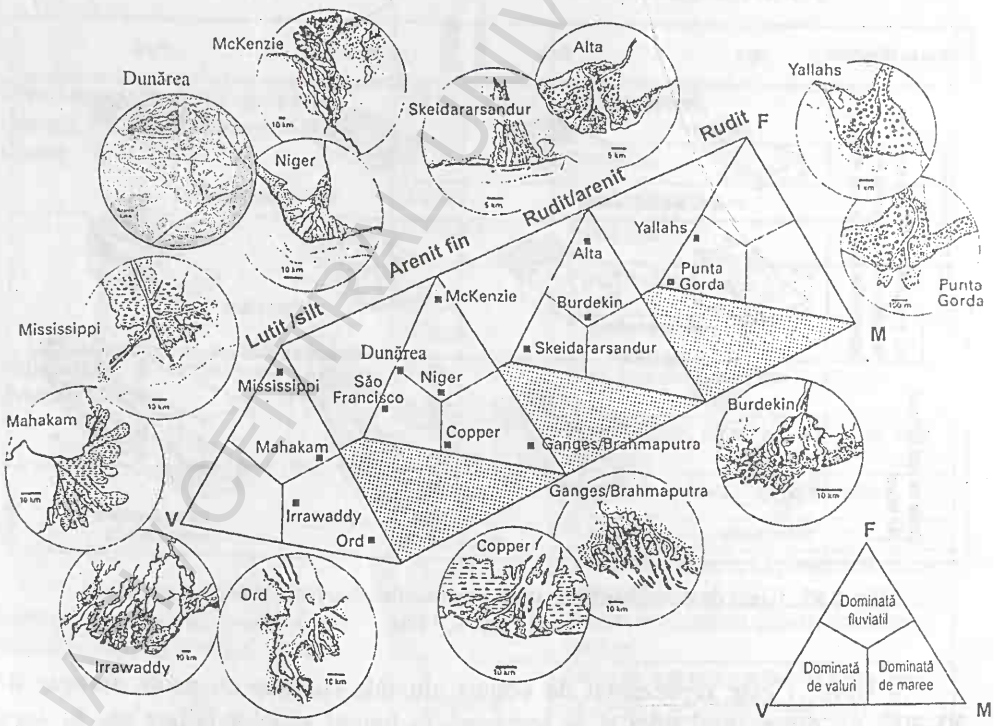



Fig. 2.86. Clasificarea deltelor actuale după granulometrie şi procesele dominante la gura de vărsare (aport fluviatil, valuri, maree) (după Orton, Reading, 1993, cu modificări).

BCU IAŞI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

* * *

Cu toate că încercările de uniformizare a sistematicii deltelor sunt meritorii, ele nu pot acoperi tot spectrul procesual şi morfologic. Din acest motiv, vom detalia, conform clasificărilor clasice, faciesurile şi asociaţiile de facies caracteristice *fan deltelor* şi deltelor grosiere din proximitatea ţărmurilor înalte, precum şi cele ale deltelor comune sau *river deltas* din zona ţărmurilor joase.

### 4.5.1. FAN DELTE ŞI DELTE GROSIERE

În această categorie se încadrează sistemele grosiere de tipul conurilor deltaice (*fan delta, sensu* Holmes, 1965, cu modificări de Nemec, Steel, 1988) şi deltele grosiere ale unor râuri împletite – *braid delta* şi *braid plain delta* (fig. 2.87).

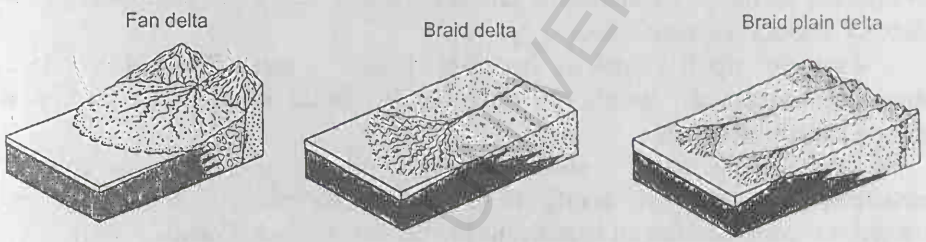



Fig. 2.87. Corpurile deltaice grosiere: *fan delta, braid delta, braid plain delta* (după Mc Phearson *et al.*, 1998, cu modificări).

*Fan delta*, într-o accepţiune largă, reprezintă un corp conic sau prismatic de sedimente depuse parţial sau total subacvatic, într-o apă stătătoare, mare sau lac. Sursa sedimentelor o constituie rocile din bazinele torenţiale care generează conuri aluviale (Nemec, Steel, 1988). Prin analogie cu deltele fluviatile, aceastea pot fi considerate deltele conurilor aluviale. Conceptul poate fi aplicat tuturor categoriilor de conuri aluviale indiferent dacă sunt ruditice sau arenitice, de dimensiuni mari sau mici, dominate de curgeri în masă sau canalizate, asociate zonelor climatice uscate sau umede. Proximitatea faţă de relieful înalt şi asocierea cu zonele faliate este un atribut important, dar nu suficient pentru a fi o componentă a definiţiei (fig. 2.87).

Termenul de *braid delta* (*sensu* McPerson *et al.*, 1987) corespunde deltelor ale căror canale distributare (împletite) s-au format prin progradarea unui râu solitar.

*Braid plain delta* (*sensu* McPerson *et al.*, 1987) este alimentată de o câmpie costieră largă, a unor râuri împletite, fără să fie în relaţie cu sistemele conurilor aluviale.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

## Procese și produse; faciesuri diagnostic

Individualizarea faciesurilor în subsistemul deltelor grosiere exprimă atât procese impuse de gradienți de pantă, cât și procese impuse de evoluția în spații emerse și submerse, controlate de poziția liniei țărmului.

*Procese și produse în zona emersă*

Sectorul emers al deltelor grosiere este dominat de alunecări gravitaționale (*landslide*), mecanisme de transport în masă (*debris flow, grain flow*) și de apariția unor curgeri canalizate de tip împletit (tabelul 2.13).

Granofaciesurile, structofaciesurile și petrofaciesurile specifice acestui sector exprimă esența proceselor care le-au generat; astfel, vom întâlni, în cazul:

– surselor de tip A – *conuri aluviale* – ortopietrișuri cu structuri masive sau stratificație orizontală, cu bază erozională tip *scour* și subordonat gresii cu stratificație încrucișată; gresii și conglomerate cu stratificație orizontală, stratificație încrucișată concoidă și tabulară. Gradul de sortare a depozitelor este slab, iar sedimentele sunt imature.

– surselor tip B – *sisteme împletite ruditice* – gresii și conglomerate cu stratificație orizontală, stratificație încrucișată troncoidă și orizontală. Structurile masive sunt subordonate;

– surselor de tip C – *sisteme împletite ruditice și arenitice* – gresii cu stratificație orizontală și stratificații tabulare încrucișate cu ondulații și mult subordonat conglomerate cu stratificație încrucișată tabulară (Postma, 1990).

Corpurile sedimentare sunt de tipul canalelor, grindurilor, barelor și pânzelor.

*Procese și produse în zona de tranziție*

Acțiunea valurilor, mareelor și eventual a curenților litorali tinde să modifice o parte din trăsăturile sedimentelor depuse din curgeri gravitaționale și curenți canalizați rezultând o zonă litorală îngustă, la intersecția corpului deltaic grosier cu linia țărmului. Dezvoltarea acesteia depinde de aportul sedimentar, granulometrie și energia bazinului receptor.

De regulă, faciesurile fluviatile expuse se recunosc prin prezența stratificației încrucișate cu unghi mare, suprafețelor erozionale, imbricațiilor înspre amonte și interstratificațiilor de nisip pietrișos, cărbune și argilă (Clifton, 1973; Wescott, Ethridge, 1990).

Faciesurile influențate de dinamica apei mării în lungul liniei țărmului prezintă următoarele caracteristici distinctive: un grad de sortare mai mare, o mai bună sfericitate și rotunjime a clastelor, imbricație cu înclinare înspre mare, o bună segregare a pietrișului de nisip, continuitate laterală a stratelor și o laminație slab înclinată sau orizontală. Prezența unui biofacies robust cu scheletul foarte gros și o diversitate mică de specii oportuniste, adaptate la condițiile de instabilitate ale substratului, este posibilă.

BCU CLUJ / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

*Tabelul 2.13*

Faciesurile deltelor grosiere (după Postma, 1990)

| Caracteristici | | Sistemul de alimentare | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | A | | | B | | | C | | |
| | | Delte de apă puțin adâncă | | Delte de apă adâncă (*slope type* -de taluz) | Delte de apă puțin adâncă | | Delte de apă adâncă (*slope type* -de taluz) | Delte de apă puțin adâncă | | Delte de apă adâncă (*slope type* -de taluz) |
| | | Cu gradient de pantă mică (*shoal water type*) | Cu gradient de pantă mare (*deep water type* - Gilbert) | | Cu gradient de pantă mică (*shoal water type*) | Cu gradient de pantă mare (*deep water type* - Gilbert) | | Cu gradient de pantă mică (*shoal water type*) | Cu gradient de pantă mare (*deep water type* - Gilbert) | |
| **Caractere fiziografice** | | Țărmuri înalte, fiorduri sursa tip con aluvial | | | Țărmuri relativ înalte, sursă tip fluvio-deltaică (*braid plain, brainded rivers*), climat umed. | | | Gradienți moderați, sursă tip fluvio-deltaică (*braid plain, brainded rivers*), cu vegetație. | | |
| Câmpie deltaică | Procese | Alunecări, curgeri în masă, curenți necanalizați | | | Curenți slab canalizați și canalizați, sedimentare în masă în timpul viiturilor | | | Curgeri canalizate, canale relativ stabile, canale care se bifurcă și care la varsare, în zona de delta front formează bare de debușare | | |
| | Litofaciesuri | Gms, Gm, Gh, Ss, (subordonat Gt, Gp, Sh) | | | Gh, Gt, Gp, Sh, Sl, Sc, Ss (subordonat Gms, Gm) | | | St, Sp, Sr, Sh, Ss, Fl, Fsc, Scl, Fr, C, P, ( Gt. Gp) | | |
| Front deltaic | Procese | Curgeri în masă cu proveniență terestră, curgeri hiperpicnale depunere din încărcătura de fund (*bedload deposition*) | | | Curgeri hiperpicnale în timpul viiturilor depunere din încărcătura de fund (*bedload deposition*), rar curgeri în masă cu proveniență terestră | | | Depunere din încărcătura de fund (*bedload deposition*), la vărsare, sedimentare lutitică în zona golfurilor interdistributive | | |
| | Litofaciesuri | Gms, Gmm,Gh, Shl, Sh, (Sr) | Gms, Gg, Ss, (Sg) | Gmm, Gms, Gg, Sg. Ss (Fl, Fb) | Gm, Gms, Gh, Gt, Gp, Shl, Sh, Sr | Gms, Gg, Sg, Ss | Gmm. Gms, Gg, Sg, Ss, Fl. Fb | Gh, Sh, Shc, Sr, Sg, St, Sp, Fl, Fr, C | Gg, Sg. Gl | Gms, Sg, (Gg), Sm, Shl, Sh, Ss, Fb |
| Prodelta | Procese | Curgeri în masă cu proveniență terestră și din zona de pantă a deltei. sedimentare hemipelagică | | | Sedimentare hemipelagică, rar curgeri în masă cu proveniență terestră și din zona de pantă a deltei | | | Sedimentare hemipelagică | | Curenții turbiditici |
| | Litofaciesuri | Shl. Sh, Sr | Shl, Sh, Sr Fl. (Fb) | Gms. Gh, Shl, Fl, Fb, (Sh) | Sr, Fl, Fb | Shl, Sh, Sr Fl,(Fb) | Gms, Gh, (Sh), Ta-e | Sr, Fl, Fb | Shl, Sh, Sr, Fl, (Fb) | Gms, Gh, Sm, Shl, Sb. Ta-e, Fl, Fh |
| **Geometrie și dimensiuni** | | Câțiva Km², forme variabile, de la lenticulare la prismatice | | | Câțiva Km², forme variabile, de la planare la prismatice | | | Zeci și sute de Km², forme variabile, de la planare la prismatice | | |
| **Distribuție granulometrică** | | Sortare slabă, foarte des rudite grosiere: pietrișuri, galeți blocuri | | | Sortare moderată și slabă. foarte des arenite și rudite medii: pietrișuri, galeți, mai rar blocuri | | | Sortare moderată, foarte des rudite fine și medii: mai rar galeți | | |



BCU IAȘI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

*Procese și produse în zona submersă*

În acest sector, caracterizat de pante abrupte, principalele procese de transport și resedimentare gravitațională aparțin categoriilor: *debris fall, debris flow, cohesionless debris flow,* curgerilor turbiditice, *slump*-urilor și alunecărilor (*slide*-uri) (Nemec, 1990; Prior, Bornhold, 1990). Subordonat, simultan sau succesiv, au loc procese de decantare a suspensiilor din penele de flotabilitate (fig. 2.88).

Faciesurile rezultate au, în principal, granulometrie ruditică și arenitică. Geometriile sunt de tipul canalelor, pânzelor, barelor, aglomerărilor de blocuri, lobilor debritici și faciesurilor haotice de alunecare. Discriminările față de faciesurile subaeriene se fac în raport cu diverși indicatori diagnostic. Astfel, cărbunii, rădăcinile, paleosolurile și fauna nonmarină din interstratificațiile fine indică un cadru fluviatil din zona emersă, în timp ce argilele hemipelagice, fauna marină, bioturbațiile specifice indică medii bazinale. În mediile fluviatile sunt comune stratificațiile încrucișate și tabulare atât în conglomerate, cât și în gresii, precum și imbricațiile galeților. În mediile bazinale sunt prezente structurile masive, granoclasările normale și inverse, iar stratificația este rară (Nemec, Steel, 1984; Hein, 1984, din Reading, Collinson, 1996).

**Asociații litologice; arhitecturi specifice**

În încercarea de a preciza cele mai reprezentative asociații litologice și arhitecturi specifice deltelor grosiere, respectiv fandeltelor, am ales fan deltele de șelf, de taluz (slop) și tip Gilbert, conform terminologiei Ethridge, Wescott (1984), cu completări din Postma (1990), Collela (1998) și Nemec (1990 b).

***Delte de șelf*** (Ethridge, Wescott, 1984) ***sau de apă puțin adâncă (subtipul shoal water)*** (Postma, 1990)

Se dezvoltă la gura de vărsare a râurilor împletite și a sistemelor de conuri aluviale care debușează în ape puțin adânci. Se deosebesc trei zone: *câmpia deltaică*, reprezentată de depozite de con aluvial, *frontul deltei* sau zona de tranziție afectată de procese de reprelucrare bazinală și *prodelta*, cu depozite hemipelagice. În bazine cu apă foarte mică, prodelta poate lipsi. Profilul proximal, de regulă distal, este însoțit de o descreștere granulometrică (fig. 2.89).

Raportul între adâncimea canalelor și adâncimea bazinului este mic, astfel încât materialul sedimentar este împrăștiat în bazin, la gura de vărsare. În cazul în care procesele dominante sunt progradaționale, secvențele au o tendință CUS (fig. 2.89), cu mâluri de prodeltă în bază, urmate de gresii de *shoreface* și plajă (dacă sunt surprinse efecte ale valurilor și furtunilor) sau urmate direct de depozite grezoase și conglomeratice în facies de front deltaic (*delta front*) și subaeriene, în facies de con aluvial debritic sau canalizat.

BCU CLUJ-NAPOCA CENTRUL UNIVERSITAR LIBRARY

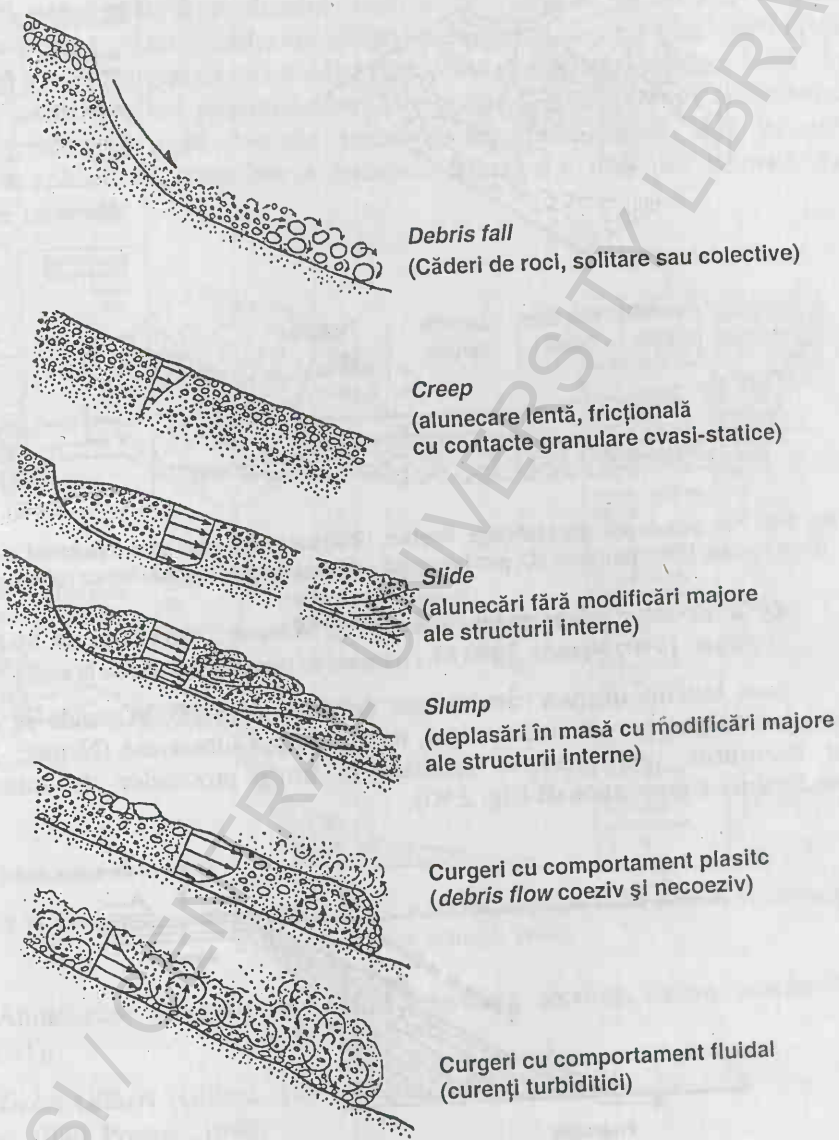



Fig. 2.88. Procese gravitaționale în zona frontală (*delta slope*) a deltelor grosiere (după Nemec, 1990).

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

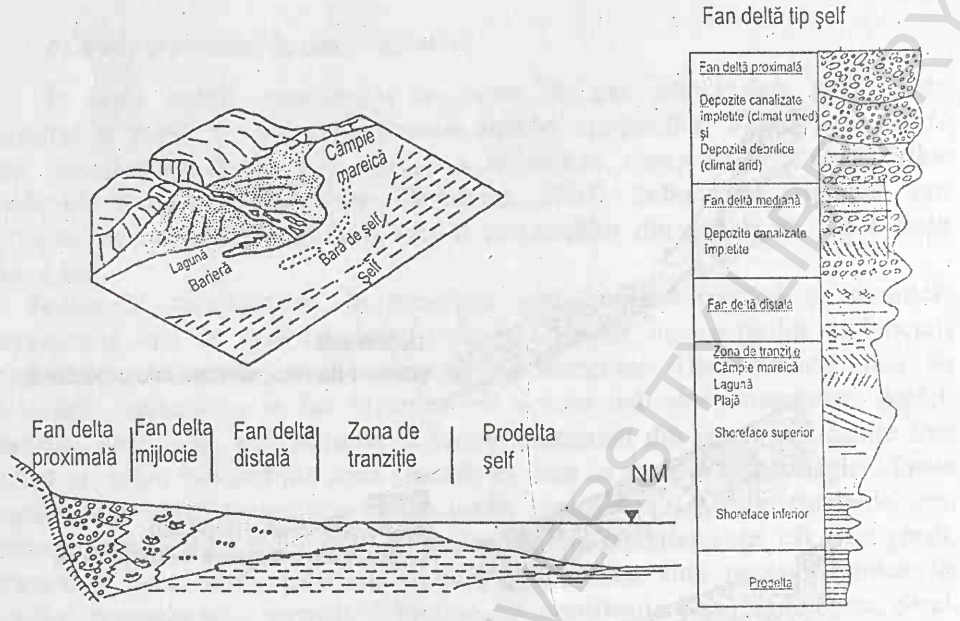



Fig. 2.89. Fan delta de șelf (după Ethridge, Wescott, 1984) sau de apă puțin adâncă (subtipul *shoal water)* (după Postma, 1990): geometrie 3D, profil proximal – distal și asociații faciesale într-un cadru progradant.

***Delte de taluz (slope type)*** (Ethridge și Wescott, 1984) ***sau de apă adâncă*** (Postma, 1990; Nemec, 1990 b). (Termenul de taluz este folosit doar în sensul de pantă)

Sunt sisteme imature caracterizate de pante mari 20–40°, unde se dezvoltă conuri debritice. Într-un stadiu inițial, nu au câmpie subaeriană (Nemec, 1990 b), iar faciesurile sunt grosiere, rezultate în urma proceselor de transport și resedimentare gravitațională (fig. 2.90).

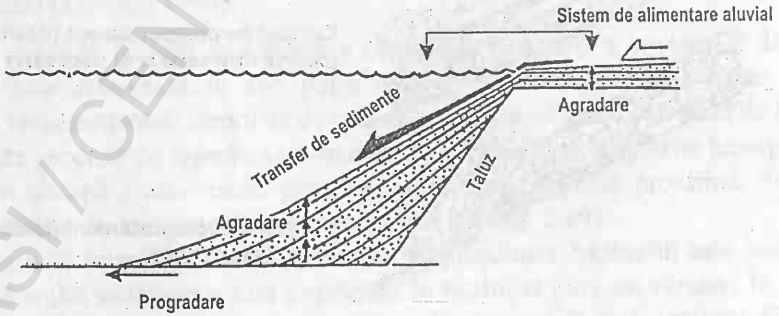



Fig. 2.90. Profilul și factorii de control ai deltelor grosiere (*fan delta*) de taluz în stadiul lor inițial (după Nemec, 1990b, cu modificări).

Alura secvențelor este determinată de raportul debit solid tractat/debit solid total: atunci când acest raport este mare, se declanșează procese de resedimentare

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

gravitațională, iar faciesurile frontului deltei se suprapun, prin progradare, peste faciesurile de taluz și a prodeltei.

Panta deltei poate fi un element construcțional când au loc debușări în zona țărmurilor înalte (în cazul fiordurilor adânci) sau poate fi de natură tectonică drept consecință a unei margini de bazin faliate (ex. *fan delta* Yallas, Ethridge, 1980). În astfel de cazuri, profilul proximal-distal este complex: conglomerate subaeriene, depozite grosiere de plajă, depozite litorale de *shoreface*, de șelf, apoi depozite grosiere de apă adâncă, controlate de transport în masă și în încheiere depozite fine de câmpie bazinală.

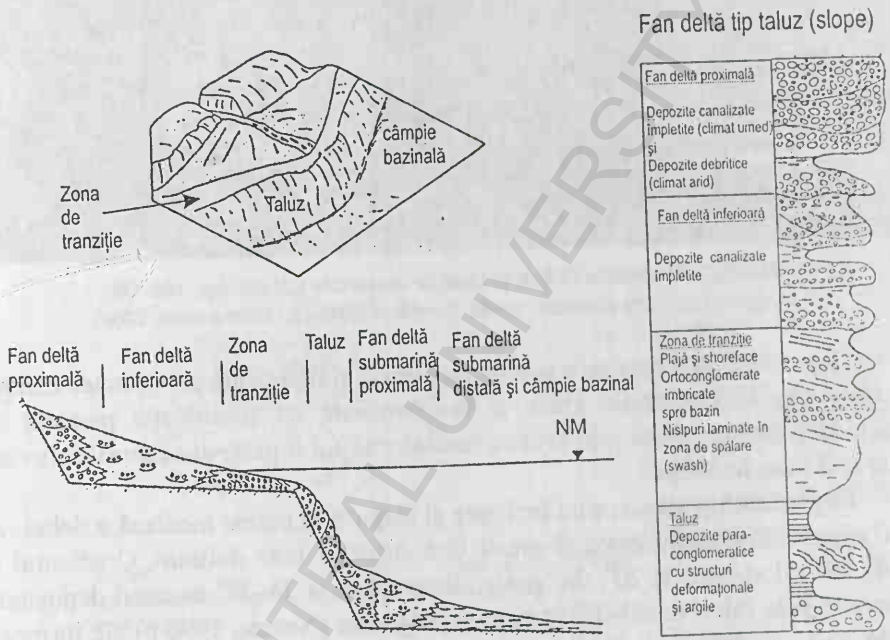



Fig. 2.91. Geometria, profilul proximal - distal al fan deltei actuale Yallas și asociația verticală a faciesurilor (după Ethridge, 1980).

Atunci când domină procesele de progradare, secvența are un caracter CUS (fig. 2.91).

***Delta Gilbert*** (Gilbert, 1885; Barrel, 1912, 1914; Wescott, Ethridge, 1984; Nemec, 1990; Postma, 1990)

Termenul a fost introdus de Barrel (1912, 1914) pentru a desemna deltele cu repartiție tripartită, *topset, foreset* și *bottomsets* (fig. 2.92; 2.93), după Gilbert (1885), care a studiat deltele pleistocene din lacul Bonneville. Termenul, cu diverse semnificații, a mai fost folosit în clasificările lui Wescott, Ethridge (1984), Nemec (1990 b) și Postma (1990).

BCU CLUJ / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

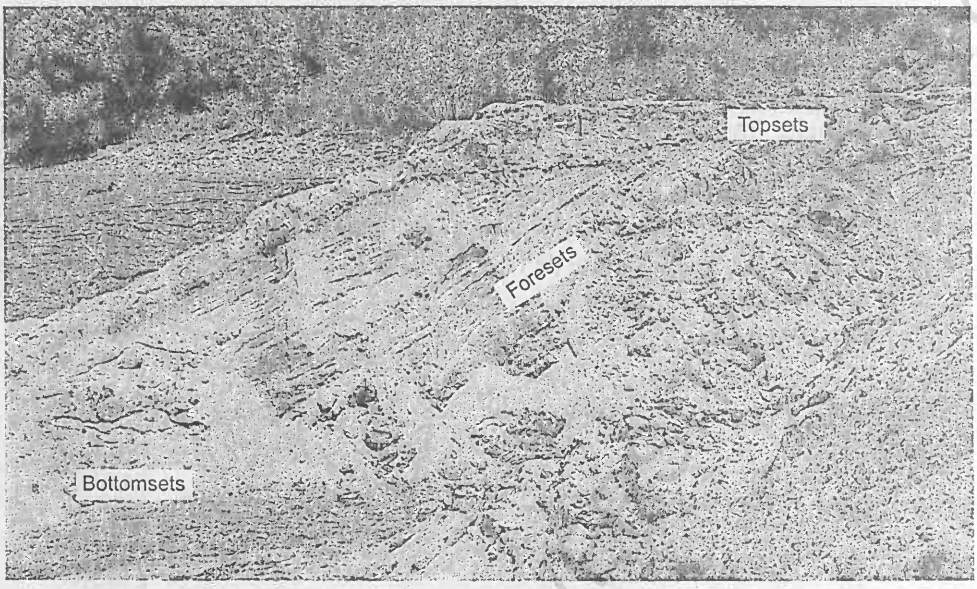



Fig. 2.92. Microdelta Gilbert în lacul de acumulare Călimănești, râul Olt; se observă cele trei diviziuni: *topset, foreset* și *bottomset* (foto Roban, 2006).

Depozitele tip *topset* au o poziție proximală și reprezintă extensiunea câmpiei aluviale. Au în constituție gresii și conglomerate cu stratificație paralelă sau concoidă. Sunt depozitate prin avulsia canalelor și pot fi parte din conurile aluviale, câmpii și râuri împletite.

Depozitele tip *foreset* sunt înclinate și dispuse în partea mediană a deltei. Au în componență conglomerate și gresii fără structuri bine definite. Gradientul de pantă are valori până la 20°, dar poate ajunge până la 24–27° în cazul depozitelor nisipoase și la valori de 30–35° în cazul pietrișurilor (Nemec, 1990 b). Se formează acolo unde au loc decantări bruște la gura de vărsare, iar deplasarea clastelor continuă gravitațional, sub formă de curgeri dense granulare, debritice necoezive, *căderi debritice* și curenți turbiditici. Condițiile de formare sunt aportul mare de sedimente la gura de vărsare, adâncimea relativ mare a bazinului și valoarea mică a raportului adâncimea canalelor/adâncimea bazinului. Curenții homopicnali favorizează formarea acestor *foreseturi*, însă nu reprezintă o condiție obligatorie pentru apariția lor.

Depozitele tip *bottomset* se regăsesc distal, fiind compuse din sedimente mai fine, cu stratificație/laminație oblică orizontală. Sunt generate în urma proceselor mixte de decantare din suspensii și din curenți turbiditici.

Formarea deltelor Gilbert reflectă un echilibru între cantitatea de sedimente care intră în bazin și efectele bazinale determinate de adâncimea apei (Nemec, 1990 b) (fig. 2.93).

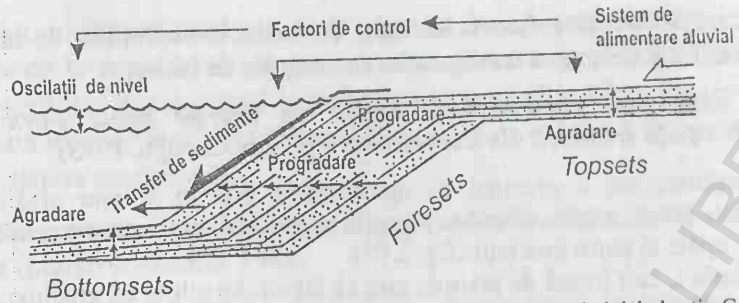



Fig. 2.93. Geometria 3D, profilul tripartit şi factorii de control ai deltelor tip Gilbert (după Nemec, 1990 b, cu modificări).

În cazul progradărilor, secvenţele rezultate au o configuraţie de tip CUS (fig. 2.94), în care se succed: depozite fine bazinale în bază, apoi alternanţă de lutite, arenite şi rudite de *prodeltă* şi *bottomset,* urmate de conglomerate de *foreset* sau *delta front* şi conglomerate canalizate de *topset.*

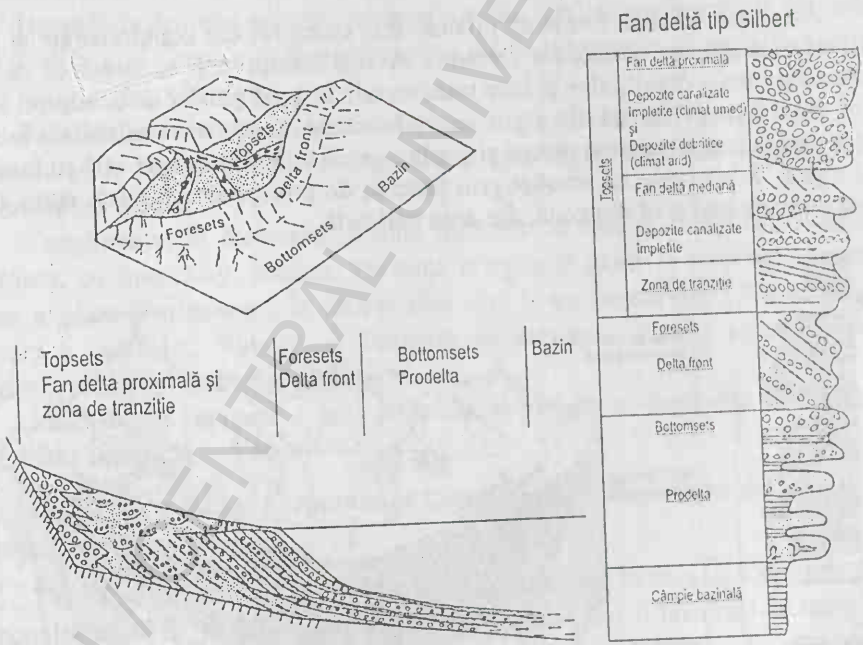



Fig. 2.94. Geometria 3D, profilul proximal - distal şi asociaţii verticale de facies în delte tip Gilbert (după Wescott, Ethridge, 1984; Masari, Collela, 1998).

## Depozite vechi; exemple clasice din lume

În numeroase suite clastice au fost recunoscute faciesuri şi asociaţii de faciesuri corespunzând fan deltelor. Pentru exemplificare, am ales câteva cazuri

BCU IAŞI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

sugestive care ilustrează influența energiei de bazin, a oscilațiilor de nivel și a surselor de alimentare asupra configurației secvențelor de facies.

***Fan delte care debușează în bazine cu energie mică: Formațiunea Uhangri, de vârstă cretacică din Coreea de SV*** (Chun, Chough, 1995)

Formațiunea are o grosime de aproximativ 400 m și este alcătuită din conglomerate, gresii, argile, silicolite și argile negre. Secvența este compusă din 16 faciesuri, grupate în patru asociații (fig. 2.95).

*Asociația I,* sub formă de prismă, este alcătuită din siltite cu grosime mare și interstratificații de conglomerate și gresii. Unitățile siltice sunt formate în timpul inundațiilor, într-o ambianță de margine de con aluvial emers, în timp ce conglomeratele și gresiile au luat naștere prin procese de *sheet flow* și *debris flow*.

*Asociația II* constă din unități stratificate compuse din gresii laminate și cupluri gresii/silturi. O parte din aceste unități, la scară mai mare, prezintă stratificații încrucișate (*through cross stratification*) de unghi mic și geometrii de canal. A fost interpretată ca o succesiune de lobi deltaici, subacvatici, formați prin depuneri turbiditice.

*Asociația III*, sub formă de prismă, este compusă din conglomerate și gresii cu limite inferioare erozionale (*scours*). A fost interpretată ca depozite de front deltaic cu canale distributive și bare transversale în zona gurilor de debușare.

*Asociația IV* constă din argile negre laminate cu o bună continuitate laterală, gresii cu laminații paralele difuze și cupluri gresii/silicolite (*chert*-uri) cu laminații convolute. Silicolitele au rezultat prin procese de precipitare chimică, sursa silicei fiind vulcanismul acid din zonă, din acea perioadă.

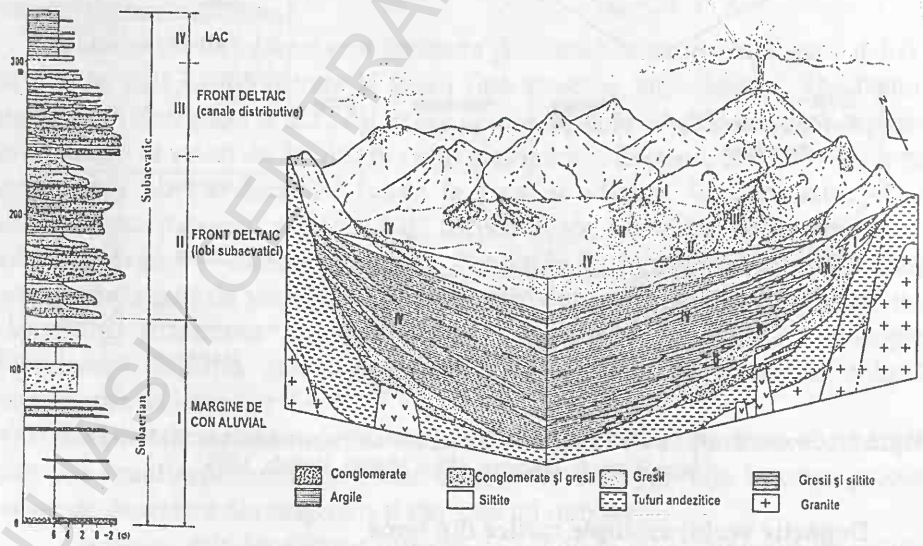



Fig. 2.95. Model de facies: sedimente de con aluvial, deltă grosieră subacvatică și sedimente lacustre într-un cadru regresiv (după Chun, Chough, 1995).

BCU IAȘI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Suita examinată arată o tendință generală *fining-upward* (FUS) și reprezintă o tranziție de la depozite de margine de con aluvial la depozite de deltă grosieră subacvatică (fan delta) și apoi la sedimente lacustre (fig. 2.95). Regresiunea a fost controlată tectonic, datorită subsidenței generate de greutatea sedimentelor, dar și de riftogeneza continentală.

***Delte grosiere din bazine cu energie mare: fan delta La Trona, Oligocen, Spania*** (Marzo și Anadon, 1988)

Fan delta *La Trona*, de vârstă oligocenă, face parte din complexul de conuri deltaice (*fan deltas*) Montserat, al bazinului de foreland Ebro. Depozitele au o grosime de 1 300 m, extindere bazinală de 6 km și o lățime de 8 km.

Faciesurile submerse cuprind conglomerate de con aluvial proximale formate prin procese de *debris flow* și curgeri canalizate, precum și gresii distale, formate prin curgeri necanalizate (*sheet-like stream*) (fig. 2.96). Acestea sunt interstratificate cu gresii roșii aluviale și argile depozitate în timpul fazei transgresive.

Depozitele de *front deltaic proximal* constau atât din conglomerate formate la gura de debușare a canalelor fluviatile, cât și din conglomerate de plajă, rezultate în urma reprelucrării valurilor.

Faciesurile de *front deltaic distal* sunt reprezentate prin gresii de bară de debușare și de *shoreface*. Acestea trec distal spre argile fosilifere de *prodeltă* cu intercalații grezoase.

Conglomeratele formează o zonă distinctă în fața faciesurilor subaeriene, grezoase, cu intercalații lutitice. Prezența conglomeratelor la gura de vărsare se poate explica prin inundațiile catastrofice care le-au transportat până la gura de vărsare a canalelor. Valurile și furtunile au prelucrat ulterior aceste faciesuri grosiere, rezultând ambianțe litorale.

Succesiunea cuprinde o serie de secvențe transgresiv-regresive controlate de activitatea tectonică.

***Gilbert Fan Delta: Formațiunea Chunbuk, Miocen, Coreea de SE*** (Hwang, Chough, 1990)

Formațiunea face parte din complexul de fan delte Doumsan. Cuprinde brecii și conglomerate în faciesuri continentale, subaeriene, dar și faciesuri de tranziție și subacvatice, cu geometrii tip Gilbert.

Secvența generală are 12 faciesuri grupate în cinci asociații de facies. *Asociația I,* interpretată ca suită subaeriană, este compusă din brecii masive și cu stratificație incipientă (B1a, B1b), depozitate prin procese de *debris flow* și *sheet floods* (fig. 2.97). Trece lateral în *asociația II* (canale împletite), unde faciesurile G1-a și G2-b, conglomerate cu stratificație masivă și încrucișată, au geometrii de

BCU CLUJ / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

canale. *Asociația III,* interpretată în termeni de *topsets*, este reprezentată prin secvențe tip CUS, în care gresiile masive și laminate (S1 și S2) trec vertical spre conglomerate masive cu stratificație difuză și cu stratificație încrucișată (G1-a și G4). *Asociația IV*, interpretată ca Gilbert *foresets*, este caracterizată de conglomerate stratificate, cu înclinări de până la 20° (G1-b, G2-a și G2-b), depuse prin procese de alunecări gravitaționale și *debris flow* necoeziv.

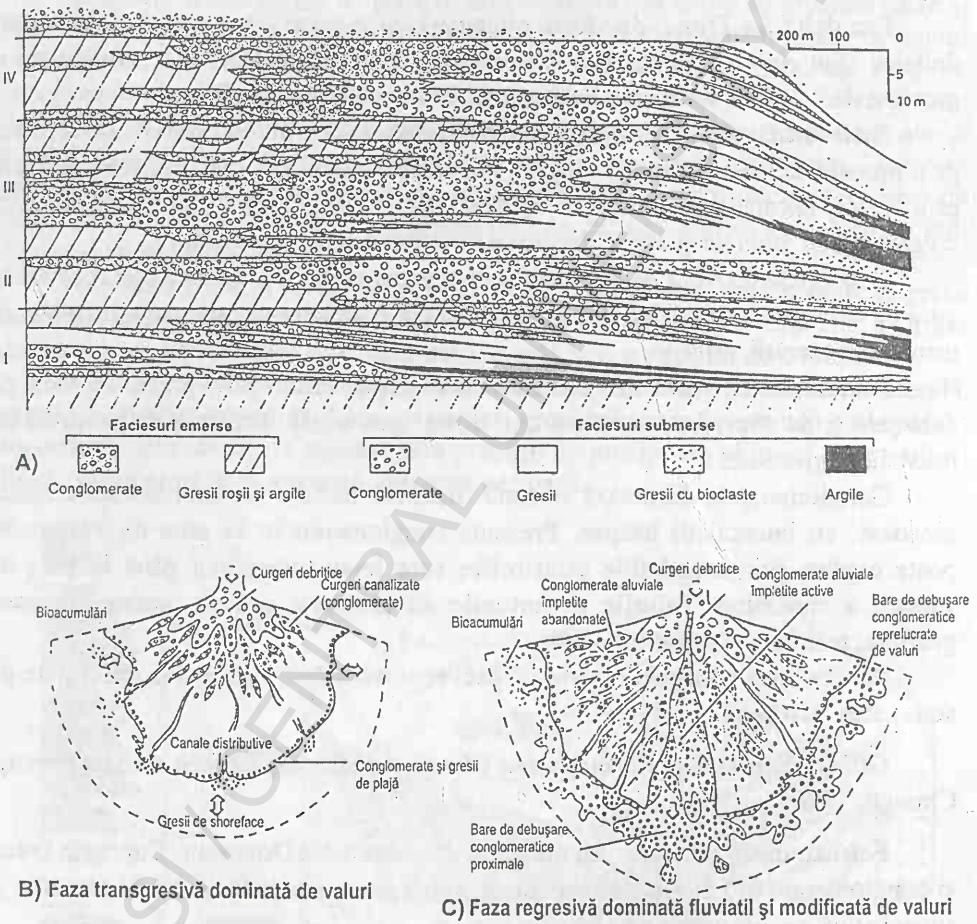



Fig. 2.96. Fan delta La Trona din nord-estul Spaniei. Alternanța fazelor transgresive, dominate de reprelucrarea valurilor și a celor regresive, dominate de aport sedimentar; **A)** secțiune prin cele 4 faze transgresiv-regresive care arată tranziția laterală de la faciesurile aluviale, subaeriene, la faciesuri de front deltaic și faciesuri bazinale; **B)** cadru interpretativ al fazei transgresive dominate de valuri; **C)** cadru interpretativ al fazei regresive dominate de aport de sedimente dar influențat de valuri (după Marzo, Anadon, 1988).

BCU CLUJ / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

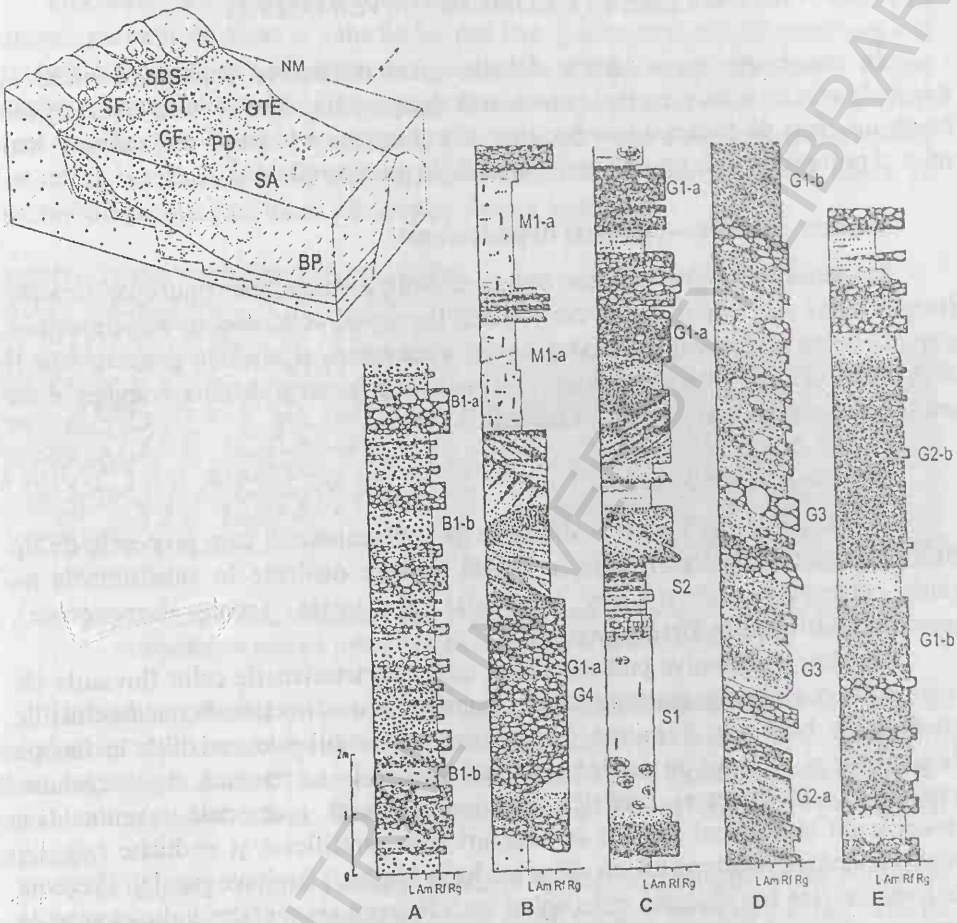



Fig. 2.97. Reprezentare 3D a fan deltei tip Gilbert şi coloanele litologice ale asociaţiilor de facies tipice: **A** – asociaţia de facies I – con aluvial subaerian; **B** – asociaţia II – sistem fluviatil grosier împletit, emers; **C** – asociaţia de facies III – delta Gilbert – *topset*; **D** – asociaţia IV – delta Gilbert – foreset; **E** – asociaţia V – delta Gilbert – *topset (bottomset)*; SBS (*Subaerial Braided Stream* – sistem canalizat emers); SF (*Subaerial Fan* – con aluvial emers); GT (*Gilbert Topsets*); GF (*Gilbert Foresets*); GTE (*Gilbert Type Toeset*); SA (*Slope Apron*); PD (*Pro Delta*); BP (*Basin Plain* – câmpie bazinală) (după Hwang, Chough, 1990).

*Asociaţia V* (*Gilbert type toeset*) cuprinde conglomerate masive, cu stratificaţie difuză (G1-b) şi gresii fine, masive (MS1-b), rezultate prin procese deformaţionale, sindepoziţionale de pantă.

Dezvoltarea deltei Gilbert a fost controlată de subsidenţă sindepoziţională, argumentată de grosimea mare a unităţii de *foresets* (150 m).

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

## 4.5.2. DELTE COMUNE (*RIVER DELTA*)

În comparație cu sistemele deltaice grosiere, deltele comune, formate la gurile de vărsare a unor cursuri permanente de apă (râuri, fluvii), sunt caracterizate printr-un aport de material mai fin, lutit, silt şi arenit, prin pante cu înclinări mai mici şi prin procese de reprelucrare bazinală de mare amploare.

### Procese deltaice – faciesuri depoziționale

Urmărind evoluția spațiilor deltaice, vom distinge trei tipuri de procese (mecanisme) care contribuie la dezvoltarea lor: construcționale, de resedimentare gravitațională şi de avulsie. Modul lor de manifestare şi efectele generate vor fi diferite în cele trei subsisteme care pot coexista şi în cazul deltelor comune: *delta emersă*, *frontul deltaic* şi *prodelta* (tabelul 2.14).

#### *Procese construcționale*

a) În cazul *deltei emerse* – domeniu de sedimentare în care procesele de tip fluviatil predomină – sedimentarea capătă atribute distincte în subsistemele de canal distributiv (*distributary channels)* şi areale (zone depresionare), interdistributive *(interdistributary areas).*

Canalele distributive prezintă multe dintre caracteristicile celor fluviatile (în special ale celor de tip anastomozat). Curgerea este unidirecțională, iar fluctuațiile nivelului de bază sunt frecvente. Sinuozitatea traiectului este variabilă, în funcție de gradient şi de tipul de sarcină. În astfel de canale se remarcă, în succesiune, tranziții de la faciesuri arenitice (nisipuri cu bază erozională, eventual cu granoclasări şi aluviuni bazale) la faciesuri oblic-stratificate şi ondulate *(ripples* unidirecționale), în alternanță cu silt-uri şi lutite (mâluri) laminate paralel. Prezența faciesurilor fine (cu rădăcini, paleosoluri etc.) în topul secvențelor indică treceri la ambianțe de *overbank* interdistributive, cu migrarea laterală a canalelor.

Arealele interdistributive în delta emersă superioară cuprind ambianțe paludale (dulcicole) şi lacustre, în timp ce în delta emersă inferioară mlaştinile – salmastre sau saline (ex. cu mangrove) – evoluează spre ambianțe lagunare şi estuarine. Batimetriile sunt reduse (< 5 m, deseori sub 1 m), iar faciesurile care se depun (mâluri, silt-uri cu resturi vegetale, depozite turboase) sunt diagnostic pentru energii scăzute şi, eventual, regimuri climatice distincte.

Aceste ambianțe sunt separate de cuverturi expuse subaerian, particularizate de *duricruste* (calcret-uri, *playas*) în regim climatic cald–arid sau faciesuri cărbunoase în regim umed.

În regimul de viitură al râurilor sau fluviilor, când aportul de material grosier este mare, în zonele adiacente canalelor distributive se dezvoltă corpuri de tip levee, canale şi conuri de crevasă (*crevasse channels/splays*), microdelte, cu faciesuri foarte asemănătoare celor din câmpiile aluviale.

BUCHAREST UNIVERSITY LIBRARY

Procesele hidrodinamice din bazinele de recepție, respectiv mișcările mareice, curenții de țărm și valurile își pot lăsa și ele amprenta în morfologia și structura corpurilor de sedimente care se nasc în deltele emerse. Astfel, în timpul fluxului, curenții mareici se pot propaga în lungul canalelor distributive (fig. 2.98) și pot inunda chiar arealele interdistributive adiacente; apele sunt reținute temporar și se retrag la reflux. În ariile depresionare se dezvoltă faciesuri de câmpii tidale, cu structuri diagnostic (ex. *flaser-/lenticular-/ wavy bedding*).

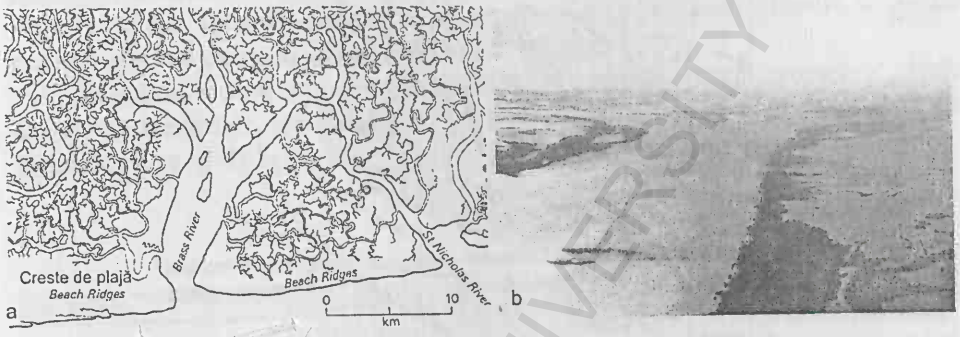



Fig. 2.98. a) Deltă emersă influențată tidal (Niger); ambianțe de mangrove incizate de canale distributive mareice (stânga) (după Allen, 1965); b) foto: B.Cairncross.

Influența valurilor și a curenților litorali se manifestă în zona deltei emerse inferioare, acolo unde, prin redistribuirea materialului clastic din apropierea țărmului, aceștia „ridică" bare sau cordoane litorale, care închid legătura rețelei de canale cu sistemul marin; sedimentarea va avea loc în ambianțe paludale și lagunare.

b) În *frontul deltaic* curenții fluviatili devin necanalizați și se extind în suprafață și pe verticală; competența scade rapid, ceea ce declanșează procesele de sedimentare (fig. 2.99).

În condițiile unei energii de bazin scăzute, procesele fluviatile predomină; sedimentele vor fi depuse ca asociații de bare de debușare (*distributary mouth bars*) și levee subacvatice (*subaequeous levees*), ce bordează marginile canalului de debușare.

Sedimentarea în zona de debușare implică mecanisme depoziționale inerțiale, fricționale și de flotabilitate care se manifestă diferențiat în spațiul frontului deltaic și generează, la un moment dat, bare de debușare și levee subacvatice. Faciesurile bine sortate, oblic-stratificate (la scară mare), cu structuri de reactivare (în lungul unor suprafețe de discontinuitate internă de ord. 3 – *sensu* Miall 1991, 1996) și top ondulat (*ripples* unidirecționale) devin definitorii pentru frontul deltaic. Aceste faciesuri pot fi bioclastice (faună amalgamată), iar momentele cu rată de sedimentare scăzută pot avea ca efect dezvoltarea bioturbațiilor (fig. 2.99).

BCU / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

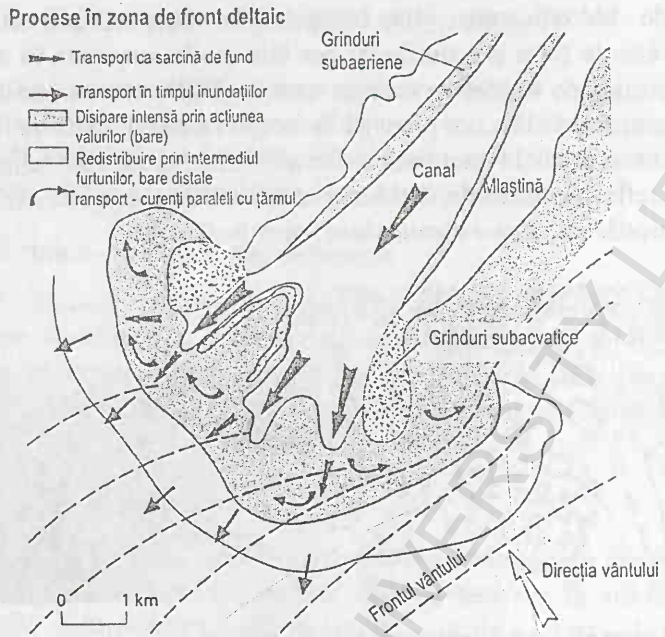



Fig. 2.99. Procese depoziționale în frontul deltaic (după Wright, Coleman, 1974).

Influența valurilor asupra frontului deltaic generează complexe de bare litorale (*beach ridge complex*), structofaciesuri distincte (ex. oblic-stratificate, la scară mare și unghi mic, bine sortate; stratificații paralele; structuri *hummocky*) (fig. 2.100 și secț. „Secvențe deltaice").

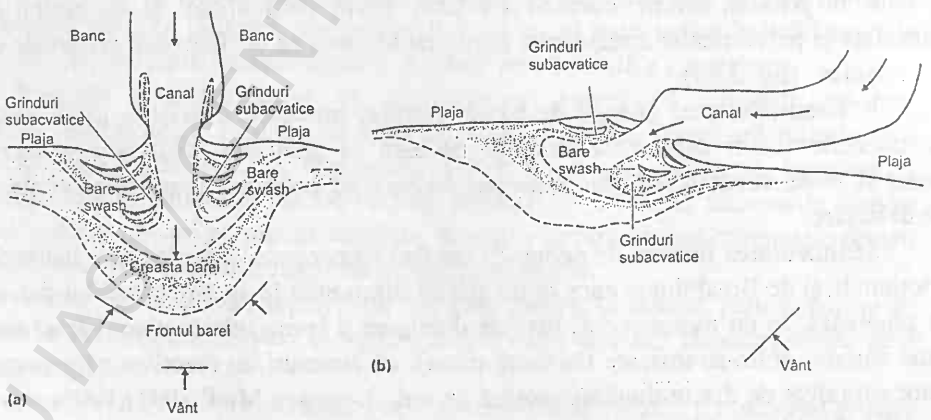



Fig. 2.100. Fronturi deltaice influențate de valuri: a) direcție perpendiculară de avansare a valurilor care cauzează „evazarea" frontului deltaic (geometrii cuspate); b) direcție oblică de avansare, cu redepunerea materialului clastic în lungul țărmului (după Wright, 1977).

BCU IAȘI CENTRU UNIVERSITY LIBRARY

Efectul curenților mareici în zona frontului deltaic se manifestă prin: „amestecarea" apelor fluviatile cu cele bazinale. În aceste condiții, competența curenților scade, apar curgeri bidirecționale și structofaciesuri tidale sau decantări lutitice prin procese de floculare (Wright, 1977).

c) *Prodelta* este subsistemul deltaic neafectat de energia valurilor sau a mareelor și corespunde unei zone cu energie scăzută, unde agradarea fracției fine (silto-lutitică), din suspensii uniforme, produce sedimente a căror laminație – de multe ori ciclică – reflectă fluctuații în calitatea suspensiilor. Dacă Eh-ul este negativ (în ape anoxice), laminația se conservă; în ape oxidante (Eh>0), laminația poate fi afectată de structuri de bioturbație.

În cadrul sedimentelor frontului deltaic și prodeltei putem recunoaște efecte ale resedimentărilor gravitaționale, în situația în care edificiile deltaice devin instabile (v. secț. II).

*Tabelul 2.14*

Faciesuri depoziționale deltaice – trăsături diagnostic în diverse subsisteme

| Delte | Dominate fluviatil | Dominate de valuri | Dominate mareic |
|---|---|---|---|
| **Delta emersă (delta plain)** | – canale cu nisipuri fine/silturi<br>– în interfluvii – mâluri, silt-uri cu resturi vegetale, paleosoluri<br>– *levee*, canale/conuri de crevasă, microdelte în *overbank* | – închisă de cordoane/bare, cu dezvoltarea extensivă a faciesurilor lacustre/de mlaștină/lagunare | – faciesuri de canal tidal (*tidal channel*) și câmpie tidală (*tidal flat*) |
| **Front deltaic (delta front)** | – faciesuri nisipoase, oblic-stratificate (scară mare), cu ondulații de curent (ripples)<br>– frecvent faciesuri organice – biofaciesuri de apă dulce, resedimentate/ amalgamate<br>– faciesuri/structuri de resedimentare gravitațională (la rate mari de sedimentare) | – structofaciesuri de valuri (*hummocky cross-stratification, wave ripples*)<br>– structofaciesuri *planar-/ low-angle cross stratification/ horizontally-bedded* (cu granofaciesuri bine sortate) | structofaciesuri tidale (ex.*herring-bone*); reactivări |
| **Prodelta** | – mâluri/silt-uri laminate (ritmic)<br>– intercalații arenitice fine cu granoclasări (uneori limite erozionale)<br>– bioturbații (în perioade cu rate mici de sedimentare și Eh>0);<br>– faciesuri/structuri de resedimentare gravitațională | – mâluri bioturbate, relativ mai subțiri | |

BCU IASI / SERIAL UNIVERSITY LIBRARY

*Procese de resedimentare gravitațională*

Arhitecturile deltaice – în special cele de *front deltaic* și *prodeltă* – sunt susceptibile la resedimentări prin transport în masă (i.e., alunecări și curgeri gravitaționale). Astfel, în cazul Mississippi, 40% din volumul de sedimente depuse în frontul deltaic este implicat, ulterior, în procese de transport în masă (Coleman, 1981) – situație întâlnită și în multe sisteme deltaice actuale (ex. Niger, Orinoco, Huang He, Magdalena etc. – v. referințele citate în Reading, Collinson, 1996).

În deltele conexe apelor puțin adânci (*shallow-water*), procesele de resedimentare gravitațională antrenează și generează (fig. 2.101):

1) blocuri de dimensiuni mari (de până la 90 m lățime, 6 km lungime în ambianțe actuale), care se pot deplasa și roti prin alunecare pe distanțe de ordinul 1,5–2 km (*rotational slides*); se recunosc la suprafață prin morfologii „în trepte", conferite de sistemele de plane de alunecare ce afectează frontul deltaic (Reading, Collinson, 1996);

2) depresiuni de colaps (*collapse depressions*) cu formă de cuvetă, până la 100 m diametru și 1–3 m adâncime. Ele pot fi generate de valuri de furtună și reprezintă, de multe ori, continuări pe pantă ale unor areale interdistributive (Prior, Coleman, 1978; Coleman, 1981);

3) curgeri mâloase (*mud flows*), care sunt inițiate la capătul terminal al depresiunilor de colaps și ajung până în zona prodeltei sub formă de lobi atașați (cu grosimi individuale de până la 10 –15 m);

4) diapire mâloase (*mud diapirs*); cu toate atributele structurilor diapirice, ele se pot dezvolta din zona de debușare până la limita șelfului. Pot fi puse în evidență prin morfologii specifice și pot iniția resedimentări de amploare în zone de apă adâncă.

Procesele de resedimentare gravitațională din frontul deltaic pot continua și în ambianțe *distale* din zona șelfului extern sau a taluzului continental.

*Procese de avulsie*

Procesele de avulsie sunt specifice deltelor dominate de acțiunea fluviatilă. Astfel, progradarea deltaică în aceste sisteme are ca efect înaintarea frontului deltaic, cu reducerea progresivă a gradientului depozițional și, implicit, a energiei curenților; în aceste condiții, sarcina clastică tinde să fie redistribuită lateral, în noi depocentre, organismul fluviatil adaptându-se prin schimbarea direcției și a locului de debușare. Sedimentarea deltaică va continua cu progradarea unui nou front deltaic (vezi și „Studii de caz" pentru Delta Dunării; Panin, 2004).

Procese de avulsie de vârstă recentă au fost documentate în multe sisteme deltaice. Delta Mississippi, de ex., constă din mai multe edificii deltaice majore (lobi), care au evoluat în relație cu procese de avulsie/abandonare repetate, desfășurate în ultimii cca 7 000 de ani (Frazier, 1967; Penland *et al.*, 1988) (fig. 2.102); procesul se continuă în prezent, avulsia inițiindu-se la cca 500 km amonte de zona de debușare, pe cursul Atchafalaya (Reading, Collinson, 1996).

BCU CENTRALA UNIVERSITARĂ

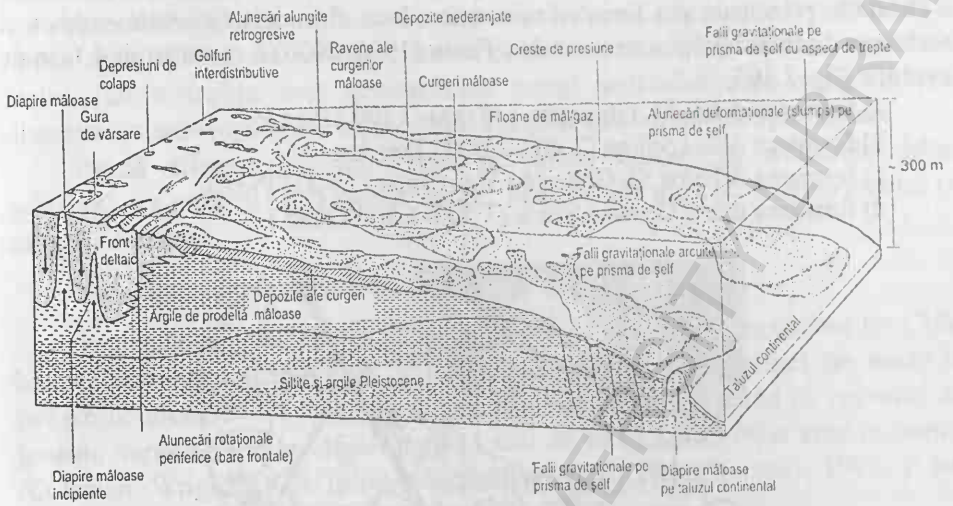



Fig. 2.101. Principalele aspecte ale resedimentărilor gravitaționale, Delta Mississippi (după Coleman, 1981).

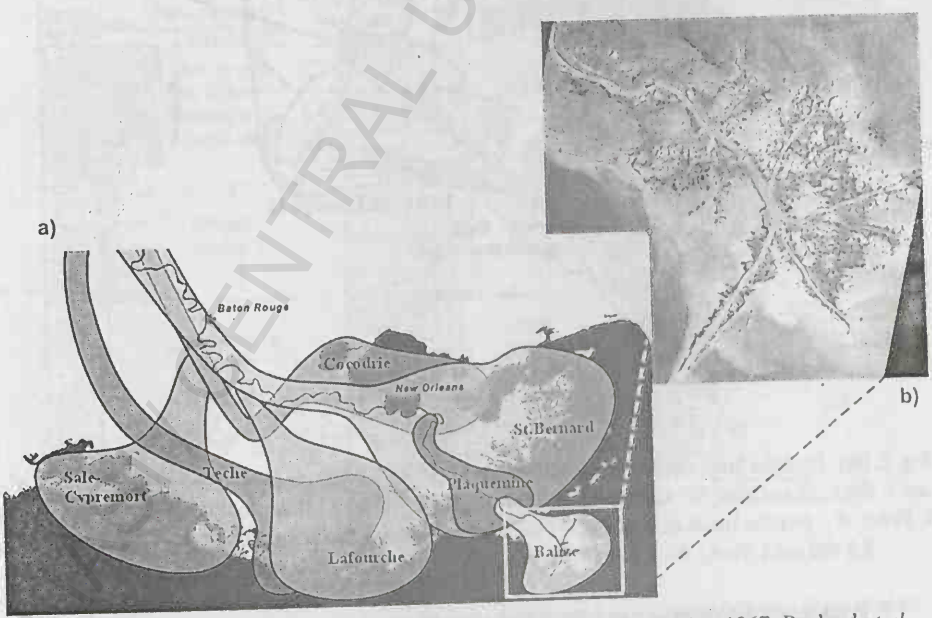



Fig. 2.102. a) Delta Mississippi, în reprezentare schematică (după Frazier, 1967; Penland *et al.*, 1988); b) detaliu, lobul Balize, imagine satelitară.

BCU CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Delta Dunării este un alt bun exemplu pentru ilustrarea proceselor de avulsie a canalelor principale şi a formării unor microdelte. Prin datări cu *radio-carbon* şi sesizarea discontinuităților erozionale, Panin (1996, 2000) a reconstituit 4 faze de evoluție (fig. 2.103):

a) formarea deltei Sf. Gheorghe I (9 000–7 200 î.Prez.);
b) formarea deltei Sulina (7 200–2 000 î.Prez.);
c) formarea deltelor Sf. Gheorghe II şi Chilia (2 800 î.Prez.);
d) formarea deltei Cosna – Sinoe (3 500–1 500 î.Prez.).

Fig. 2.103. Evoluția liniei costiere a Deltei Dunării în ultimii 12 000 de ani (1– linia inițială: 11,7–7,5 mii ani î. Prez.; 2 – Delta Sf. Gheorghe I: 9,0–7,2 mii ani î. Prez.; 3 – Delta Sulina: 7,2–2,0 mii ani î. Prez; 4 – poziția liniei costiere la ~ 100 mii ani AD; 5 – Delta Sf. Gheorghe II şi Delta Chilia: 2,8 mii ani î. Prez.; 6 – Delta Cosna – Sinoie: 3,5–1,5 mii ani î. Prez.) (după Panin, 2004).

## Asociații litologice; arhitecturi specifice

Secvențele de facies deltaic îmbracă trăsături distincte în funcție de poziția secțiunii în raport cu sistemul de canale, ariile intercanale şi, respectiv, de modul în

care este construită delta: determinată preponderent de fluviu, influențată de valuri sau de oscilațiile mareice.

Asociațiile idealizate de faciesuri elaborate de Coleman și Wright (1975) rămân niște sisteme de referință, atunci când încercăm schițarea unui model de facies, fără a neglija, însă, nenumăratele cazuri particulare care explică marea diversitate a secvențelor de facies deltaic discutate în literatura de specialitate.

Există diferențe sensibile între secvențele ridicate în sectoarele deltei submerse – a prodeltei și frontului deltaic, față de cele din cadrul deltei emerse (a câmpiei deltaice).

### *Secvențe specifice prodeltei și frontului deltaic*

Progradarea unui lob deltaic are ca efect generarea unei succesiuni tip CUS, în care constatăm trecerea de la faciesurile mâloase ale prodeltei (în bază) la faciesurile arenitice ale frontului deltaic/barei de debușare. Astfel de secvențe au grosimi variabile (de la câțiva metri la zeci de metri, poate chiar sute de metri) (Coleman, Wright, 1975; Eliott, 1986; Bhattacharya, Walker, 1991, 1992) și pot suporta, în top, faciesuri de deltă emersă (fig. 2.104).

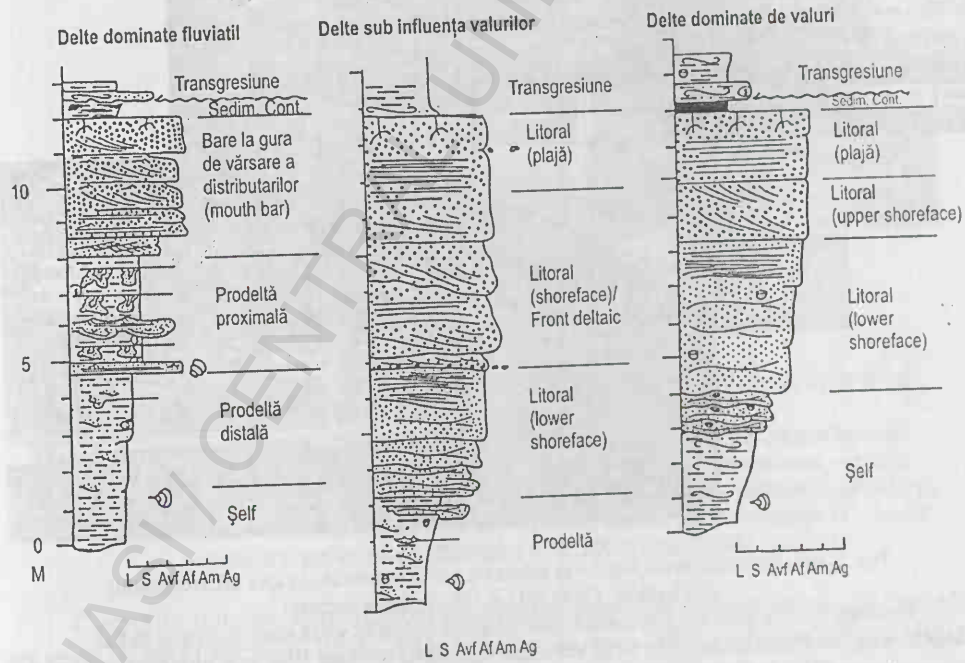



Fig. 2.104. Asociații specifice ale *frontului deltaic* în diverse subsisteme deltaice, Formațiunea Dunvegan (Cretacic sup., Alberta) (după Bhattacharya, Walker, 1991).

BCU IAȘI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Calitatea secvențelor este diferită, în funcție de procesele dominante. Astfel:

– în cazul deltelor construite de fluviu (*fluvial-dominated*), faciesurile prodeltei sunt mai groase, iar faciesurile de front deltaic sunt tipic fluviatile, cu stratificații oblice la scară mare și ondulații de curent în top; prin procese de redistribuire gravitațională se suprapun biofaciesuri amalgamate și chemofaciesuri distincte (ex. sinereze, autigeneze sideritice) (Plummer, Gostin, 1981; Bhattacharya, Walker, 1991);

– în cazul deltelor controlate de energia valurilor (*wave-dominated*), în secvențele specifice acestora se asociază structofaciesuri *hummocky cross stratification*, care sugerează reprelucrarea frontului deltaic distal de către valurile de furtună și *wave ripples*; stratificațiile oblice cu înclinări reduse și granofaciesuri bine sortate exprimă procese de sedimentare sub acțiunea valurilor de vreme bună. De multe ori, aceste asociații se pot confunda cu secvențele câmpiilor costiere, litorale (cu faciesurile *strandplains*) (fig. 2.105; 2.106).

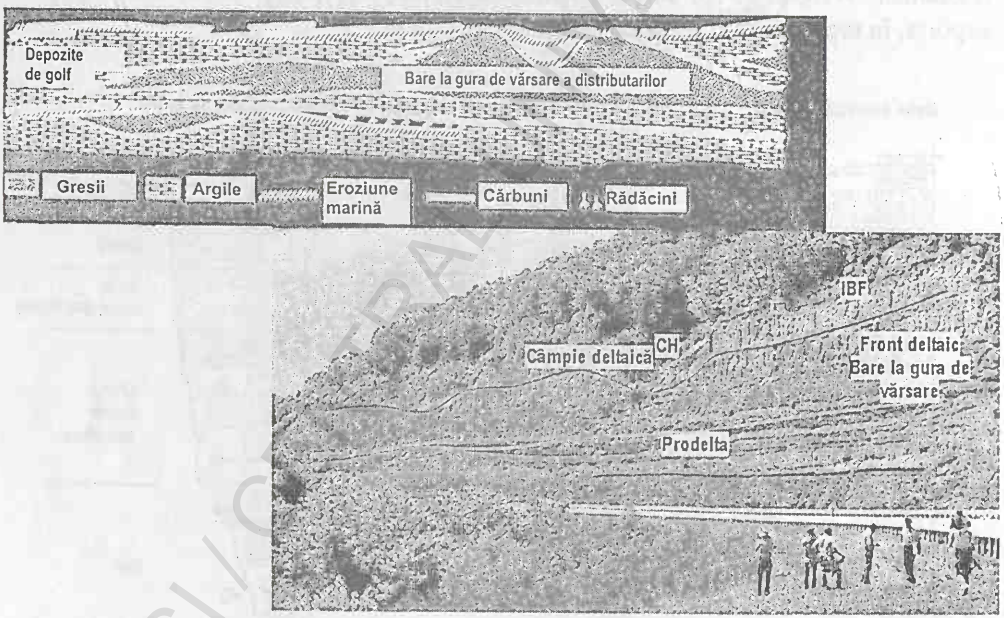



Fig. 2.105. Secvență *delta front* – în schița de sus și în foto în dreapta aflorimentului (Carbonifer, Ohio, S.U.A.) (foto: B.Cairncross).
Tendință CUS, aspect progradațional tipic, structuri oblice la scară mare în frontul deltaic. Suprafețele-limită sunt marcate. În topul secvenței faciesurile de canal (CH, care incizează bara) trec lateral la faciesuri interdistributive, cu cărbuni (IBF).

BCU "Al. I. Cuza" IAȘI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

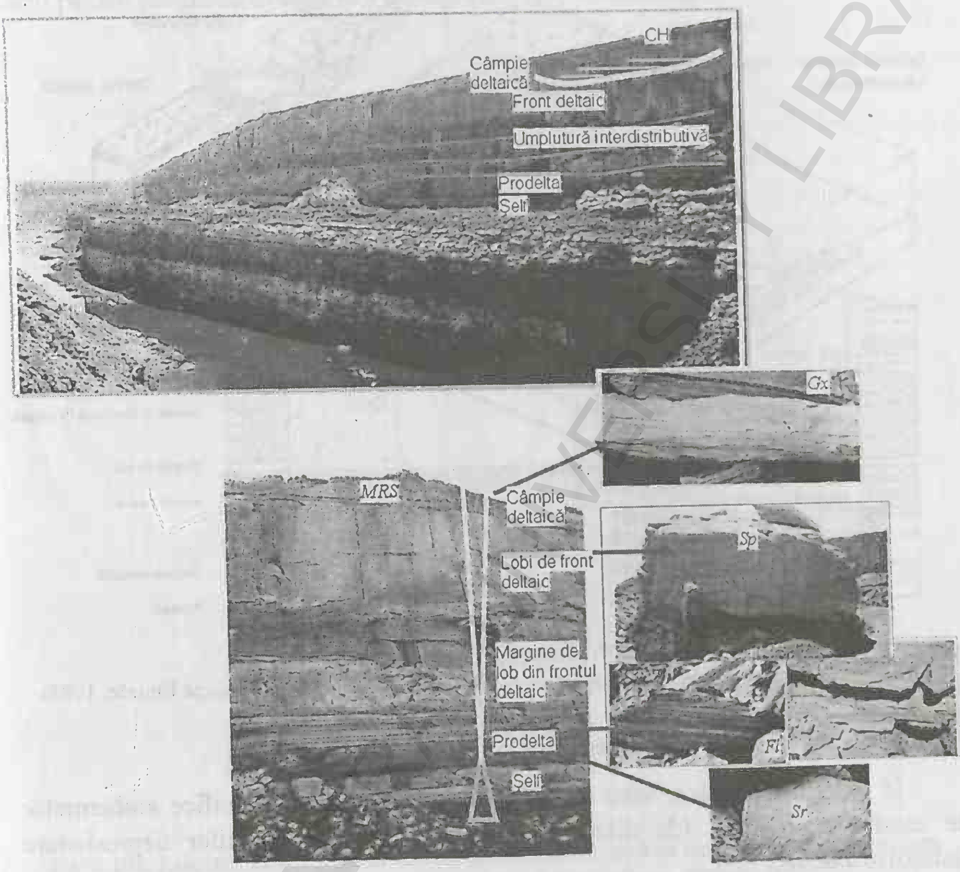



Fig. 2.106. Secvenţă *delta front, wave-influenced* (Supergrupul Karoo/Fm.Vryheid, Syferfontein, Africa de Sud).
Suprafeţele-limită între subsistemele componente sunt marcate. Aspect CUS/ progradaţional, faciesurile de *delta plain* (incl. cu canale – CH) fiind dezvoltate în top, în lungul unei suprafeţe-diagnostic (MRS – suprafaţa de regresiune maximă). Coduri faciesale: Gx – rudit oblic-stratificat; St/p – arenit oblic-concoid/tabular (unghi mic); Fl – lutit/silt, laminat paralel/ondulat; Sr – arenit ondulat (*ripples*) (după Cătuneanu *et al.*,2002; Popa, 2004).

Corpurile deltaice construite sub influenţa mareelor (*tide-dominated*) includ secvenţe cu structofaciesuri tidale, diagnostic (ex. *herring-bone,* reactivări) (fig. 2.107), care se asociază cu faciesuri de progradare (stratificaţii oblice) (Bhattacharya, Walker, 1992).

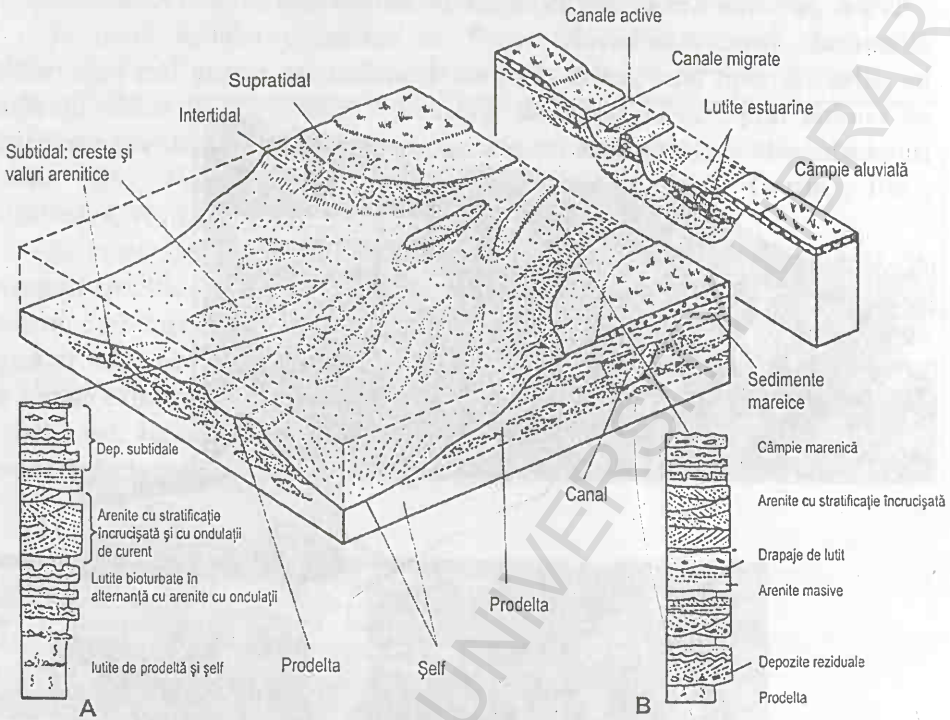



Fig. 2.107. Sistem deltaic *dominat mareic.*
Controlul mareic este indicat de structofaciesuri specifice (coloanele A și B) (după Einsele, 1992).

### *Secvențe de câmpie deltaică*

În câmpiile deltaice, vom distinge asociații litologice specifice ambianțelor de canale distributive (de diferite ordine de mărime) și ariilor depresionare (interdistributive).

Secvențele de facies pentru *canalele distributive* au bază erozională și prezintă o evidentă tendință FUS (construită prin evoluția proceselor fluviale, prin avulsii, spre ambianțe de estuar și procese marine, accentuate de transgresiuni). Granofaciesuri mai grosiere tind să fie înlocuite cu granofaciesuri fine și biofaciesuri marine (fig. 2.108).

În *arealele interdistributive* se remarcă o serie de tendințe.

a) În cazul deltelor dominate fluviatil, sedimentarea se realizează în timpul viiturilor; astfel, colmatarea arealelor interdistributive se face progresiv, iar în secvențe se remarcă o trecere de la faciesuri marine (de *prodelta/offshore*) la non-marine *(delta plain)*, fondul granulometric general fiind lutit-silt, fără dezvoltarea faciesurilor grosiere (arenitice). În cadrul secvențelor, pot apare faciesuri de levee, conuri/canale de crevasă și microdelte asociate în secvențe de ordin inferior tip

BCU IAȘI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

FUS/CUS; în top se pot separa faciesuri lacustre sau mlăştinoase (Coleman, Prior, 1982; Bhattacharya, Walker, 1992). Arealele interdistributive pot constitui, de asemenea, locul pentru progradarea unor noi lobi deltaici (ex. Mississippi).

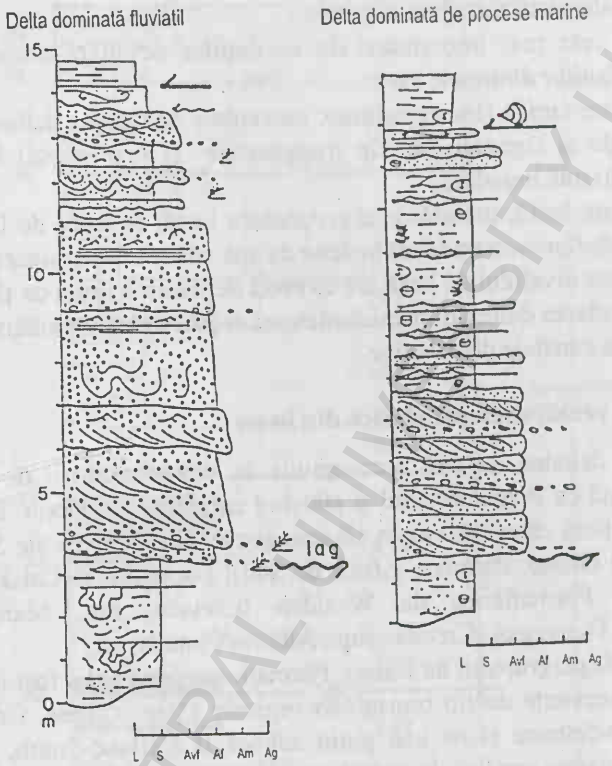



Fig. 2.108. Asociaţii specifice de *distributary channel fill* în diverse tipuri de delte, Formaţiunea Dunvegan (Cretacic sup., Alberta) (după Bhattacharya, Walker, 1991).

b) În cazul deltelor *wave-influenced/dominated* închiderea arealelor interdistributive (de către complexe de bare/cordoane litorale) are ca efect dezvoltarea extensivă a faciesurilor lagunare/mlăştinoase/lacustre (organice) în spatele acestor cordoane; aceste noi ambianţe pot fi colmatate dinspre continent, prin progradare de tip deltaic, sau dinspre bazin, de către valuri de furtună (*storm washover*) (Bhattacharya, Walker, 1992).

c) Procesele mareice pot influenţa şi ele arealele interdistributive; de aceea, în sistemele deltaice *tidal-influenced/dominated* aceste ambianţe se remarcă prin dezvoltarea largă a faciesurilor de câmpii/canale tidale, cu structofaciesuri diagnostic.

Sistemele deltaice din lungul zonelor costiere evoluează sub influenţa simultană a oscilaţiilor nivelului mării şi a mişcărilor de subsidenţă care, împreună,

BCU CLUJ CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

delimitează spațiul depozițional și determină grosimile mari ale secvențelor de facies generate. Înălțările și coborârile repetate ale nivelului de bază – controlate de cauze autocilcice și alociclice – prefigurează suprapuneri de mezo- și mega-secvențe pe baza cărora se pot reconstitui cicluri de sedimentare și se pot stabili etapele de înaintare sau retragere a deltelor.

Efectele cele mai importante ale oscilațiilor de nivel asupra secvențelor deltaice și a relațiilor dintre ele sunt:

– la înălțare rapidă (transgresiune), secvențele de câmpie deltaică vor suporta secvențe litorale și lagunare (de tip *trangressive-* și *high-stand*) în lungul unei suprafețe de maximă inundare;

– la înălțare lentă, urmată de o progradare lentă, se trece de la delte de apă puțin adâncă (*shallow-water delta*) la delte de apă adâncă (*deep water delta*);

– coborârea nivelului de bază are ca efect deplasarea liniei de țărm spre bazin (mare) și progradarea deltei; domeniul câmpiei deltaice rămâne emers și va putea fi parțial erodat de canalele distributive.

**Depozite vechi; exemple clasice din lume**

Secvențe deltaice au fost reconstituite în depozite vechi de vârste foarte diferite, începând cu Precambrianul și sfârșind cu Neogenul târziu. Din lista mare de citări, am reținut câteva exemple clasice: secvențele deltaice ale Supergrupului de Karoo (Ecca Group, Permian, Africa de Sud); Formațiunea Catskill (Devonian sup., S.U.A.); Formațiunea de Wealden (Cretacic inf., Marea Britanie); Formațiunea de Dunvegan (Cretacic sup., Alberta/Canada) etc.

În cadrul Supergrupului de Karoo, Formațiunea Vryheid a fost interpretată ca o asociație de secvențe de tip transgresiv-regresiv (Van Vuuren, Cole, 1979), în ambianțe fluvio-deltaice și de apă puțin adâncă (Le Blanc-Smith, 1979; Smith *et al.*, 1993). În partea nordică, în cadrul acestei suite au fost separate 5–8 secvențe; evoluțiile transgresive au avut ca efect inundarea ambianțelor de *delta plain* marcate în top prin orizonturi glauconitice (markeri recunoscuți ai suprafețelor de inundare maximă).

Secvența diagnostic din acest Supergrup cuprinde (fig. 2.109):

– faciesuri de prodeltă în bază (laminite ritmice, cu structuri deformaționale și uneori bioturbații);

– faciesuri de front deltaic distal, oblic-stratificate, cu top ondulat (*ripples* unidirecționale, orientate către șelf); structuri de bioturbație (*Rhizocorallium, Scolicia, Corophioides*) (Hobday, Tavener-Smith, 1975); structuri deformaționale, de slump și faciesuri turbiditice (secvențe Bouma – ca o dovadă a unor procese de resedimentare);

– faciesuri de front deltaic proximal, reprezentate prin arenite oblic-stratificate (la scară mare, cu sortare relativ bună și reprelucrări bazinale); ele trec în partea superioară la:

BCU "LUCIAN BLAGA" UNIVERSITY LIBRARY

– faciesuri de deltă emersă (canale distributive, ce „incizează" frontul deltaic, şi câmpii deltaice cu faciesuri cărbunoase).

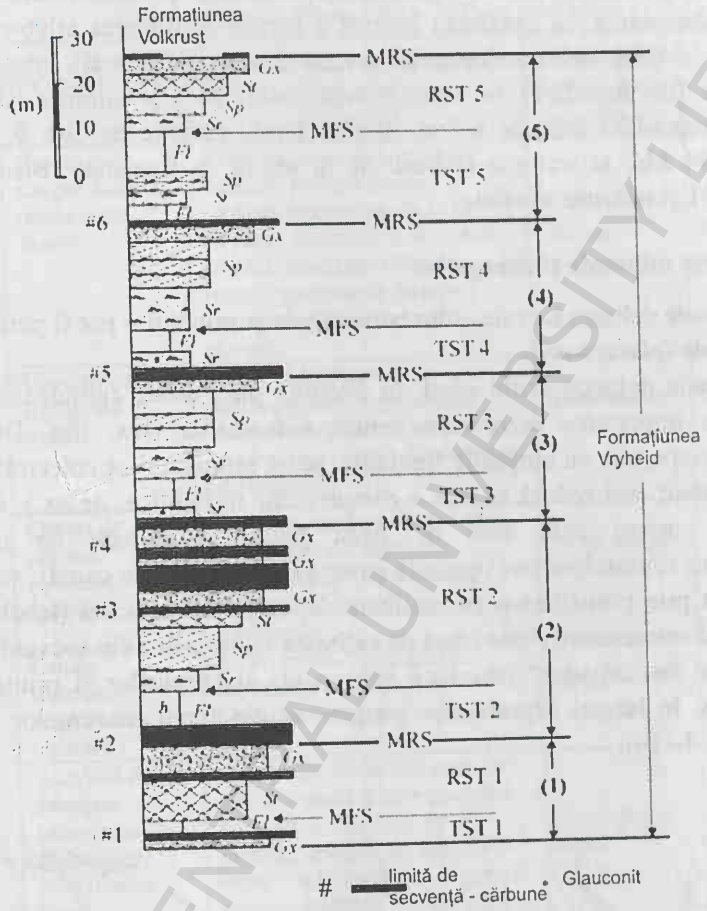



Fig. 2.109. Coloană stratigrafică – Fm.Vryheid (Ecca Group/ Karoo Supergroup, NE Africa de Sud). Succesiunea constă din 5 secvenţe transgresiv-regresive, separate de suprafeţe de discontinuitate-diagnostic. Coduri: Fl – lutit/silt, paralel; Sr – arenit, *ripples*; Sp – arenit, oblic-tabular; St – arenit, oblic-concoid; Gx – rudit, oblic-stratificat; b – bioturbaţii; TST – *Transgressive Systems Tract;* RST – *Regressive Systems Tract;* MFS – *Maximum Flooding Surface;* MRS – *Maximum Regressive Surface* (după Cătuneanu *et al.*, 2002; Smith *et al.*, 1993, cu modificări).

Formaţiunea Dunvegan – ce acoperă în prezent o suprafaţă de cca 300 000 km$^2$ – este o secvenţă heterolitică alcătuită în principal din faciesuri argiloase şi grezoase, subordonat conglomeratice, în grosime totală de până la 350 m. Succesiunea a fost

BCU IAŞI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

divizată în 7 unități stratigrafice majore (alomembrii A–G), în lungul unor suprafețe majore de inundare. Pe baza datelor faciesale (carote) și geofizice, s-au putut separa, în cadrul fiecărui alomembru, secvențe deltaice *river-* și *wave-influenced/dominated*, iar corelarea laterală a permis delimitarea arhitecturilor de front deltaic (lobi de debușare) și deltă emersă (faciesuri de canal), între suprafețe transgresive (de inundare) și regresiv-erozionale. În Formațiunea Dunvegan, controlul progradării deltaice a fost eustatic (ciclu eustatic de ord. 3, inițiat la momentul 94 Ma) și tectonic (subsidență în regim de foreland) (Bhattacharya, Walker, 1991 și referințe asociate).

**Resurse minerale și energetice**

Nisipurile deltaice actuale – din bare, canale și grinduri – pot fi purtătoare de minerale grele (*placers*-uri).

Sistemele deltaice vechi când, în evoluția unei delte, cumulează grosimi mari, devin importante rezervoare pentru hidrocarburi (ex. Fm. Dunvegan/ Alberta). Comparativ cu corpurile fluviatile, scara arhitecturilor colector este mai mare (însă mult mai redusă ca cea a complexelor turbiditice, de ex.). Cele mai importante corpuri sunt cele de front deltaic (lobi/bare de debușare, bare/cordoane litorale/mareice) și deltă emersă (canale, bare în canal); acestea, se remarcă atât prin porozitate-permeabilitate depozițională ridicată (tabelul 2.15), printr-o bună interconectivitate (dată de calitatea faciesurilor din secvențe), cât și prin modelul de „stivuire" (*stacking pattern*-ul) al corpurilor și printr-o bună ecranare (ex. în lungul suprafețelor trangresive din topul secvențelor de front deltaic) (fig. 2.110).

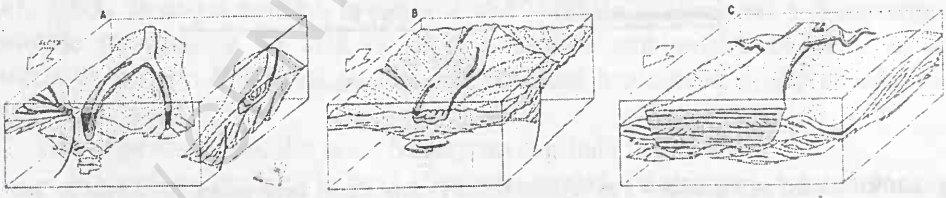



Fig. 2.110. Arhitectura și poziția principalelor corpuri colector din sistemele deltaice fluvial (A), *wave*–(B) și *tide-dominated* (C) (după Galoway, Hobday, 1983).

Mâlurile prodeltei pot fi importante roci-sursă.

Mâlurile și silturile din câmpiile deltaice, lacuri și mlaștini se pot asocia cu depozite de cărbuni (ex. Fm.Vryheid/ Supergrupul Karoo).

În deltele frontale sunt create condiții pentru apariția unor concentrații de uraniu.

BCU IAȘI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

*Tabelul 2.15*

Caracteristici litologice (diagnostic) și petrofizice ale corpurilor din sistemele deltaice (după Anastasiu, Drăgan, Roban, 2002, cu modificări)

| Arhitecturi depoziționale | | Litologie – faciesuri diagnostic (granofacies, structofacies, petrofacies) | Porozitate (depozițională) | Calități de rezervor |
|---|---|---|---|---|
| DELTĂ EMERSĂ | Cuverturi de câmpie deltaică (*delta plain sheets*) | Pânze fin-granulare (lutit/silt); laminații paralele (uneori ritmice); microsecvențe FUS; crăpături de uscare (*desiccation cracks*), fitoclaste, rădăcini (*roots*), paleosoluri; faciesuri controlate climatic (evaporite; cărbuni) | Scăzută | Foarte slabe |
| | Grinduri emerse (*subaerial levee*) | Arenit fin/silt/lutit; microondulații (*ripples*) (incl. eoliene); crăpături de uscare (*desiccation cracks*); biofaciesuri amalgamate | Slabă–medie | Slabe |
| | Conuri de crevasă (*crevasse-splays*) | Arenit fin, moderat-/bine sortat; top acoperit de vegetație; microondulații (*ripples*) (incl. eoliene); biofaciesuri amalgamate | Slabă–medie | Slabe |
| | Canale distributive (*distributary channels*) | Arenit mediu-/fin-granular; stratificații oblice, uneori bimodale (influențe tidale); bare în canal | Bună | Bune–foarte bune |
| FRONT DELTAIC | Bare/lobi de debușare (*distributary mouth bars*) Bare litorale (*sand barriers/bars/ waves*) Bare mareice (*tidal ridges*) Grinduri submerse (*subaequeous levee*) | Arenit mediu-/fin granular; silt, lutit distal (înspre prodeltă); structuri diverse, funcție de raportul fluviatil-bazinal: oblic-stratificat (scară mare), structuri *hummocky*, tidale, reactivări etc.; bioturbații; faciesuri bioclastice amalgamate; secvențe tipice CUS (progradaționale) și FUS (recesionale/de avulsie) | Bună–foarte bună | Bune–foarte bune |
| PRODELTĂ | Cuverturi de prodeltă (*prodelta sheets*) | Silturi, mâluri | Scăzută | Potențial roci sursă |

BCU IASI - CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

### Repere sedimentologice; criterii de identificare

Deltele se dezvoltă în zona costieră, între sistemele continentale şi cele acvatice, mări sau lacuri. Se formează atunci când aportul de sedimente transportate prin intermediul sistemelor fluviatile sau al conurilor aluviale, depăşeşte capacitatea de redistribuție bazinală a valurilor, mareelor şi curenților litorali.

### Fan delte şi delte grosiere

• Sunt sisteme cu granulometrie ruditică şi arenitică, situate în zonele costiere înalte.

• Pot fi alimentate de conurile aluviale (*aluvial fan*) sau de râuri împletite, cu traseu scurt (*braided or braided plain*).

• Activitatea tectonică, factorii eustatici, adâncimea bazinului, regimul climatic şi rata de sedimentare controlează distribuția faciesurilor şi arhitecturilor sedimentare.

• Extinderea bazinală, de ordinul zecilor de km, este mică în comparație cu cea a deltelor comune.

• Rata de sedimentare este de cele mai multe ori mai mare față de capacitatea de reprelucrare bazinală, prin intermediul valurilor, furtunilor, mareelor şi curenților litorali. Astfel, sunt rare cazurile în care sunt dezvoltate faciesuri litorale sau dominate mareic.

• Adâncimea bazinului în care aceste corpuri grosiere deversează, separă fan delte de apă puțin adâncă şi de apă adâncă. Ultimele sunt dominate de procese gravitaționale şi nu au dezvoltată o zonă expusă majoră.

• Un caz particular îl reprezintă deltele Gilbert, care au structură tripartită: *topsets, foresets* şi *bottomsets*. Dispunerea acestora reflectă un echilibru între rata de sedimentare şi spațiul disponibil acumulării.

• Arhitecturile în cadrul zonelor emerse sunt de tipul canalelor şi grindurilor formate prin procese tractive, iar în zonele submerse de tipul canalelor, pânzelor, lobilor terminali şi depozitelor haotice, generate de procese gravitaționale, dar şi de resedimentare (*slump, debris flow, grain flow, turbiditic flow*).

• Sunt sisteme cu bune calități pentru rezervoare de hidrocarburi.

### Deltele comune

• Sursa sedimentelor (aluviunilor) acumulate în delte se găseşte în aria bazinelor hidrografice care întreţin sistemul fluviatil generator şi, parțial, în sedimentele litorale din bazinul receptor. Studiul clastelor din unitățile terigene este în măsură să ne dea imaginea petrografică a rocilor din vechile paleosurse.

BCU IAŞI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

• Calitatea faciesurilor deltaice este predominant clastică. Granofaciesurile se caracterizează prin diversitate şi zonalitate laterală şi verticală. Cele *ruditice* sunt mai rare şi ocupă poziţii proximale, cele *arenitice* şi *lutitice* sunt mai frecvente şi ocupă poziţii distale.

• Petrotipurile asociate sistemelor deltaice vechi acoperă aproape în exclusivitate categorii *siliciclastice* (conglomerate, gresii, argile); mai rar, apar petrotipuri organice, cărbunoase.

• Arhitectura corpurilor aluviale reflectă morfologia canalelor distributare, a bazinetelor interdistributare din spaţiul deltei emerse, sistemul de bare, grinduri submerse şi canale din frontul deltei sau pânzele specifice prodeltei.

• Variaţiile laterale de facies sunt rapide, extinderea litonilor este limitată. Variaţiile verticale se reflectă în secvenţe de origini diferite, expresie a schimbării condiţiilor de sedimentare.

• Secvenţele deltaice de facies îmbracă trăsături distincte în funcţie de poziţia secţiunii în raport cu sistemul de canale, ariile intercanale şi, respectiv, de modul în care este construită delta: determinată preponderent de fluviu, influenţată de valuri sau de oscilaţiile mareice.

• Trăsăturile distinctive ale sedimentelor din deltele dominate de influenţa fluviului sunt: faciesuri nisipoase, oblic-stratificate (scară mare), cu ondulaţii de curent (*ripples*); biofaciesuri de apă dulce, resedimentate/amalgamate; canale cu nisipuri fine/silturi; în interfluvii, mâluri, silturi cu resturi vegetale şi paleosoluri; bioturbaţii (în perioade cu rate mici de sedimentare şi Eh > 0).

• Trăsăturile distinctive ale sedimentelor din deltele dominate de influenţa valurilor sunt: structofaciesuri *planar-/low-angle cross stratification/horizontally-bedded,* cu granofaciesuri bine sortate; structofaciesuri de valuri (*hummocky cross-stratification, wave ripples*); cordoane/bare care închid ambianţe lacustre; mâluri bioturbate, mai subţiri.

• Trăsăturile distinctive ale sedimentelor din deltele dominate de influenţa mareelor sunt: structofaciesuri tidale (ex. *herring-bone*); faciesuri de canal tidal (*tidal channel*) şi câmpie tidală (*tidal flat*).

• Secvenţe deltaice au fost reconstituite în depozite vechi de vârste foarte diferite, începând cu Precambrianul şi sfârşind cu Neogenul târziu.

• Nisipurile deltaice actuale – din bare, canale şi grinduri – pot fi purtătoare de minerale grele (*placers*-uri). Sistemele deltaice vechi, când în evoluţia unei delte cumulează grosimi mari, devin importante rezervoare pentru hidrocarburi. Mâlurile prodeltei pot acumula substanţe organice devenind, astfel, roci sursă. Mâlurile şi silturile din câmpiile deltaice, lacuri şi mlaştini se pot asocia cu depozite de cărbuni.

BCU "LUCIAN BLAGA" UNIVERSITY LIBRARY

## 4.6. SISTEMUL COSTIER-LITORAL

Este sistemul sedimentogenetic suprapus subdomeniului litoral (de coastă), aflat în zona de tranziție dintre domeniul continental și domeniul marin; se dezvoltă liniar, în lungul țărmului și este delimitat spre mare de zona șelfului (*offshore*), care începe sub nivelul valurilor de furtună. Prezent în toate zonele climatice, sectorul litoral se află sub incidența a foarte diverși factori și, în consecință, va găzdui numeroase tipuri de faciesuri depoziționale.

### Factorii sedimentării

*Morfologia țărmului și constituția petrografică a ariei-sursă.* Țărmul poate fi: înalt, cu faleză (ex. Coasta Dalmației, Marea Adriatică, litoralul Mării Negre la sud de Constanța) și jos (ex. Marea Nordului, Marea Neagră la nord de Constanța). Țărmurile înalte pot fi de o mare diversitate petrografică și, prin dezagregare și erodare, pot deveni o sursă directă de blocuri și fragmente grosiere. Țărmurile joase, cu plaje nisipoase, sunt, de regulă, o sursă pentru procesele de resedimentare (fig. 2.111).

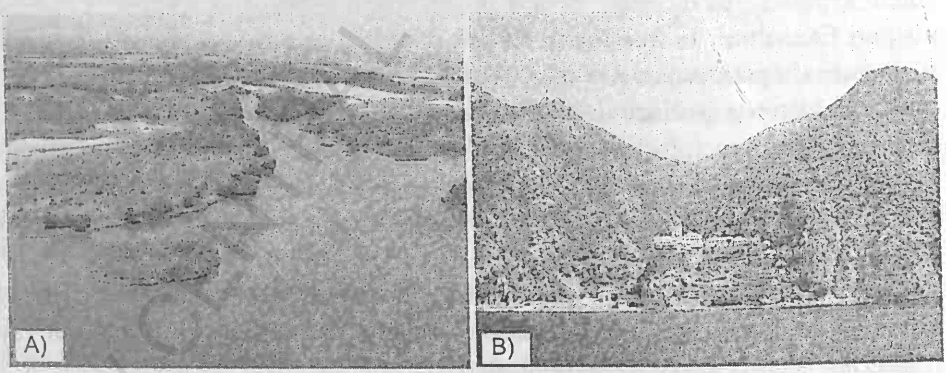



Fig. 2.111. Tipuri morfologice de țărmuri: A) jos (exemplu, Cabinda, Africa, foto Popa, 2005) și B) înalt (exemplu Athos, foto Roban, 2006).

*Adâncimea bazinului*: în medie, este mică, până la –10 m sub nivelul mării calme, și până unde se resimte influența valurilor (de regulă, până la o valoare batimetrică echivalentă cu L/2 – lungimea de undă a valului) și aproximativ de -10– -20 m (fig. 2.113). Ea controlează zonalitatea biotică și limitele spațiului disponibil.

*Oscilațiile de nivel* sunt constante, semnificative și controlează repartiția faciesurilor și alura secvențelor acumulate în acest sector.

BCU IASI CAROL I UNIVERSITY LIBRARY

*Energia de bazin* (sau regimul hidrodinamic): în general este mare şi este condiţionată de agitaţia valurilor (cu viteze medii de 15–17 cm/s, max. 125 cm/s) şi de curenţii mareici (cu viteze de 30–50 cm/s). Într-un astfel de regim sunt create premisele acumulării şi conservării sedimentelor grosiere (la marginea ţărmurilor înalte) sau ale distrugerii plajelor şi redistribuirii „nisipurilor" (în cazul ţărmurilor joase).

*Regimul climatic.* Poziţia bazinului în raport cu zonele climatice: bazine în zone calde, aride (ex. G. Persic); bazine în zone temperate reci (Marea Nordului); bazine în zone temperate mai calde (Marea Mediterană). Regimul climatic controlează existenţa asociaţiilor biotice şi iniţierea proceselor chimice (depunerea de săruri oxigenate – carbonaţi, sulfaţi).

*Regimul fotic*: lumină intermitentă, determinată de ciclul zi–noapte; controlează metabolismul organismelor vegetale.

*Temperatura apelor*: condiţionată de regimul climatic; poate atinge valori medii de 7–10°C în zonele temperate reci, 15°C în zonele temperate calde, 24°C în zonele tropicale, 26°C în zonele ecuatoriale.

*Salinitatea apelor*: variabilă, în funcţie de aportul de ape dulci continentale şi de regimul climatic (arid, când salinitatea este mai mare, şi umed, când aceasta scade).

*Conţinutul de gaze*: apele sunt bogate în $O_2$ (Eh > 0) şi mereu împrospătate; $CO_2$ se degajă uşor din apele agitate sau din cele care sunt în curs de încălzire, controlând, astfel, precipitarea carbonaţilor.

*Organisme specifice*: foraminifere, spongieri (*Calcispongi*), briozoare, bivalve, gastropode, anelizi, ostracode, alge.

**Subsisteme asociate**

I. *Dinamica* şi *adâncimea apei în bazin* controlează repartiţia faciesurilor în mai multe sectoare ale zonei litorale (fig. 2.112):

a) zona din spatele ţărmului/plajei (supralitoral – *backshore*): corespunde zonei de dune şi de *plajă emersă*, delimitată spre mare de creasta bermei; este un spaţiu *supralitoral* care face tranziţia către ambianţe continentale;

b) zona de bermă (*berm*): reprezintă denivelarea (aproape plană) a plajei emerse, situată spre mare. Creasta bermei marchează schimbarea unghiului de pantă a plajei dezvoltate spre mare (*submerse*) şi aflată sub influenţa valurilor;

c) zona de ţărm proximal (mediolitorală proximală – *foreshore*): este zona de plajă situată între creasta bermei şi linia cea mai scăzută a apei (la retragerea valurilor sau la reflux). Aceasta coincide, din punct de vedere dinamic, cu zona de *swash* (v. secţ. II);

d) zona din faţa ţărmului (mediolitorală distală/sublitorală – *shoreface*): reprezintă zona situată între linia de retragere a valurilor (sau a mării la reflux) şi linia care coincide cu schimbarea profilului morfologic al fundului (situată la baza valurilor de vreme bună). Are profil concav şi trece treptat la zona de şelf.

BCU CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

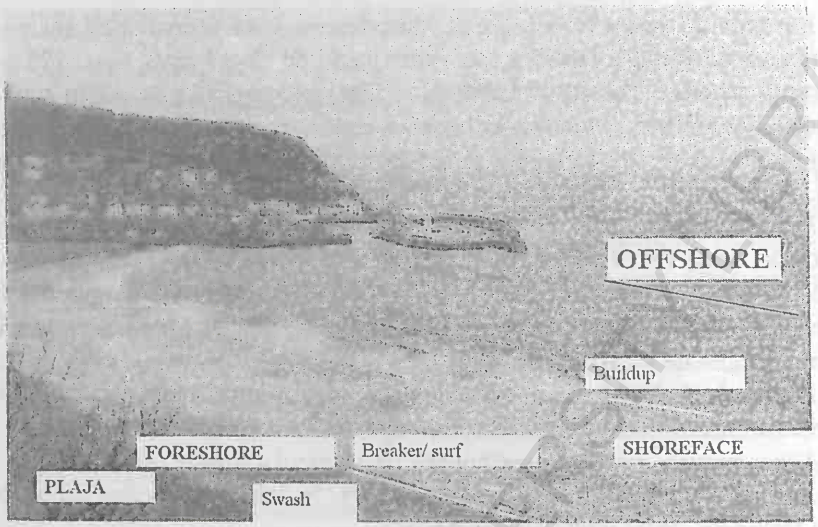



Fig. 2.112. Sistem litoral afectat de energia combinată a valurilor şi mareelor (Marea Nordului – Scarborough, Regatul Unit) (subdiviziunile asociate sunt marcate) (detalii în text) (foto Popa, 1994).

II. *Acțiunea valurilor* permite separarea mai multor zone, caracterizate de o dinamică specifică (fig. 2.112; 2.113) şi anume:

a) zona de înălțare a valurilor (*buildup/shoal*), în care profilul valurilor se modifică gradual de la valuri de apă adâncă (*deep-water waves,* cu lungime de undă mare şi creste joase) la valuri de apă puțin adâncă (*shallow-water waves,* înguste şi cu creste înalte), care încep să interacționeze cu sedimentul;

b) zona de colaps a valurilor (*breaker/surf*), caracterizată printr-o schimbare a profilului valurilor, ce devin progresiv mai înguste, înalte şi asimetrice, după care colapsează; concomitent, curenții oscilatorii (generați de înaintarea valurilor) interacționează din ce în ce mai mult cu substratul;

c) zona de spălare a țărmului (*swash*), în care spargerea valurilor generează curenți planari care „spală" fața țărmului/plajei.

Dinamica valurilor conduce la individualizarea unor structofaciesuri distincte (v. secț. „Procese").

III. În funcție de *existența sau lipsa fenomenului mareic* se disting:

a) sisteme litoral-mareice (peritidale), cu trei subdomenii de sedimentare:

– *supratidal*, situat deasupra nivelului maxim al apei la flux;

– *intertidal*, aflat între nivelul maxim al apei la flux şi nivelul minim al apei la reflux (ex.: litoralul Mării Nordului; Bay of Fundy Nova Scotia, Oc. Atlantic – amplitudine maximă 10–15 m, Golful Persic – Oc. Indian);

– *subtidal*, situat sub nivelul minim al apei la reflux, ce face tranziția spre sistemul de şelf.

b) sisteme litorale non-mareice (ex. litoralul Mării Negre şi Mării Caspice).

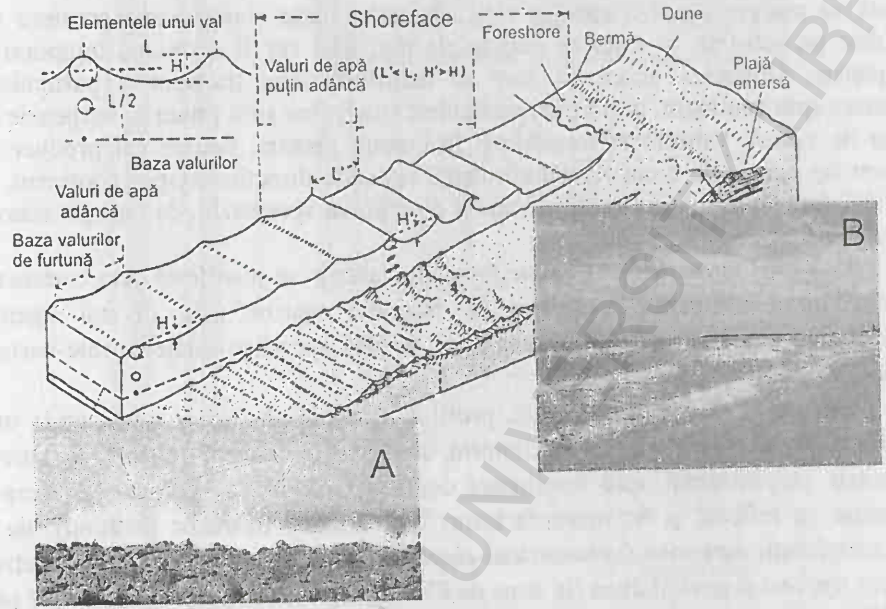



Fig. 2.113. Subdiviziuni dinamice ale sistemului litoral clastic şi faciesuri asociate (după Einsele, 2000), cu valuri de furtună (A–foto Anastasiu, 2006) şi valuri de vreme bună–normală (B–Marea Neagră, foto Anastasiu, 2005).

## Procese şi produse; faciesuri depoziționale

În sistemul litoral, procesele de sedimentare apar controlate de factori mecanici, chimici şi biotici şi se diferențiază după domeniul în care aceştia acționează.

### *Procese mecanice*

Procesele mecanice definitorii sunt cele controlate de acțiunea valurilor, a sistemelor de curenți (generați de valuri) şi a mareelor; procesele eoliene pot deveni, şi ele, importante în anumite ambianțe.

***Procese generate de val.*** Valurile, cunoscute ca mişcări oscilatorii ale apei mării, induse de vânt, au energii şi efecte distincte în funcție de calitatea vremii. În momentele de calm atmosferic, valurile se consideră normale; intensificarea vânturilor generează valuri mari în regim de furtună.

Din punct de vedere morfologic, valurile se caracterizează prin lungime de undă (*L*) şi înălțime (*H*) (fig. 2.113). Din punct de vedere dinamic, acțiunea valurilor se manifestă printr-o mişcare circulară (orbitală) a particulelor de apă,

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

amplitudinea acestei mișcări descrescând progresiv în adâncime. În propagarea unui val se succed fazele pe care le-am amintit: *buildup, surf* și *swash.* Consecințele sedimentologice ale acestor faze sunt diferite. În faza de *buildup* profilul valului se modifică (trece într-unul asimetric); colapsul valurilor în zona de *break* se traduce printr-o energie ridicată; astfel, doar clastele mai grosiere vor rămâne pe substrat, în timp ce particulele mai fine vor fi antrenate temporar în suspensie. Dinamica zonei de *surf* se manifestă prin transportul particulelor grosiere spre continent, în timp ce particulele (mai) fine sunt ținute în suspensie. În zona de *swash*, valurile se transformă în curenți planari; fiecare val produce un curent tip *surge,* de competență/turbulență ridicată, direcționat spre continent, ce „spală" fața țărmului, urmat de un curent direcționat spre bazin, de energie scăzută (*backwash).*

1) *Valuri normale („de vreme bună").* Valurile se manifestă prin sortarea și redistribuirea sedimentelor (aduse în bazinele marine prin diverși agenți), contribuind astfel la individualizarea unor corpuri specifice (plaje, insule-barieră, cordoane etc.).

Din punct de vedere dinamic, profilul zonei de *shoreface* corespunde unei tranziții de la curenți de tip oscilatoriu, de energie scăzută (distal), la curenți orientați preponderent spre continent, de energie ridicată (proximal). Această tranziție se reflectă și în structofaciesuri (în calitatea formelor de fund): de la microondulații simetrice (*symmetrical ripples*) distal, la mezoondulații asimetrice (*wave ripples*) și posibil dune (în zona de *buildup/shoal*) și, apoi, la faza de pat plan și chiar antidune proximal (în special în sectorul de *surf/swash*) (Clifton, 1976).

Orton și Reading (1993) propun o zonare „energetică" a sectorului litoral în funcție de gradul de „atenuare fricțională" a bazinului (dependent de gradientul substratului și lățimea coastei) și de tipul și calitatea aportului de sedimente: în țărmuri (domenii) *reflective* și *disipative* (fig. 2.114).

Țărmurile (coastele) *reflective* se caracterizează prin profil înclinat și regulat (relativ neted); zona de *break* este foarte apropiată de țărm – practic valurile ating coasta, iar energia valurilor este „reflectată" înspre bazin. Cea mai mare parte a sedimentelor se depune în zona de bermă, zona de *foreshore* fiind o arie de gradient mare (marcată prin granofaciesuri ruditice grosiere).

Țărmurile (coastele) *disipative* au un profil puțin înclinat și relativ neregulat. În aceste condiții, zona de *break* este situată la o distanță considerabilă față de țărm. Zona de *surf* poate avea o lățime între cca 50–500 m, în funcție de energia valurilor și granofaciesul clastic. În zona de *surf* se dezvoltă bare (cordoane litorale) arenitice și depresiuni (*bars-runnels*); local, barele sunt tăiate, întrerupte de canale (*rip channels).* Condiții disipative extreme se întâlnesc în cazul sistemelor costiere în care granofaciesul clastic este lutitic (argilos) și în care acțiunea valurilor va fi „atenuată".

BCU CLUJ-NAPOCA CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

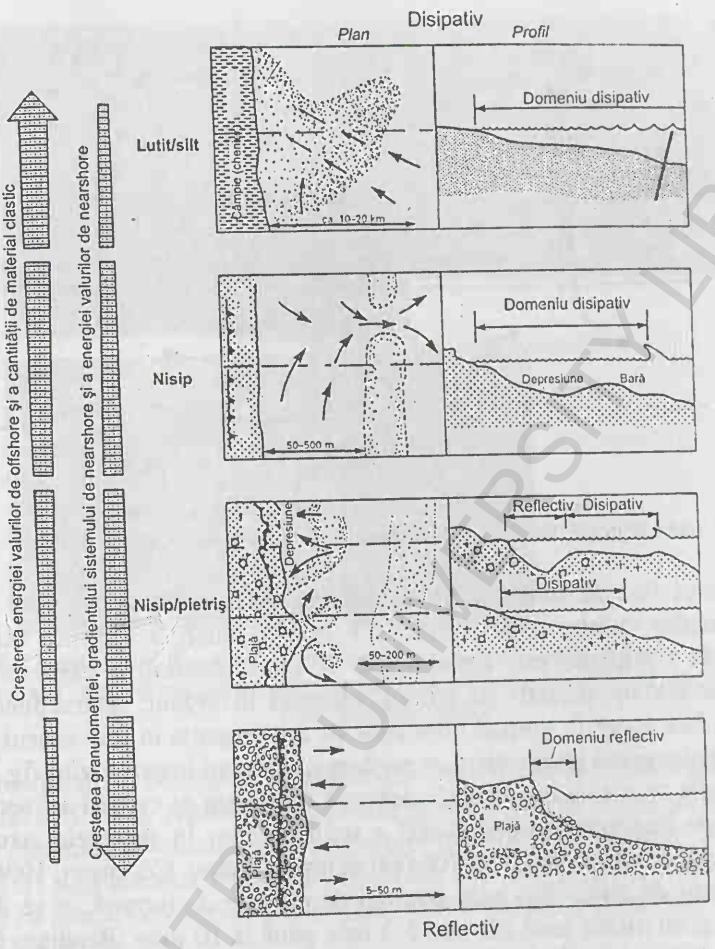



Fig. 2.114. Spectrul sistemelor costiere de la reflectiv la disipativ, în funcţie de energia valurilor şi tipul/calitatea aportului de sedimente (după Orton, Reading, 1993).

2) *Valuri de furtună.* La acţiunea valurilor de furtună, coasta se comportă disipativ. Valurile de furtună au amplitudine mare, iar baza lor este (mai) adâncă. În regim de furtună, zonele de *shoreface* distal/şelf proximal ajung să fie afectate de curenţii oscilatorii, în timp ce ambianţele proximale (*shoreface* proximal/plajă) sunt intens erodate. Acţiunea valurilor de furtună se va manifesta construcţional (depoziţional) – prin apariţia *tempestitelor* (*storm deposit*) şi a conurilor/pânzelor de inundare (*washover fans*) – şi erozional – o parte însemnată a sedimentelor fiind redistribuită înspre mare, prin curenţi de fund.

***Procese induse de sisteme de curenţi.*** Propagarea valurilor are ca efect generarea a două sisteme de curenţi: un sistem direcţionat paralel cu ţărmul – curenţi direcţionali (*longshore currents*) şi altul orientat distal, înspre şelf – curenţi de retur (*rip currents*).

BCU CLUJ CENTRU UNIVERSITAR LIBRARY

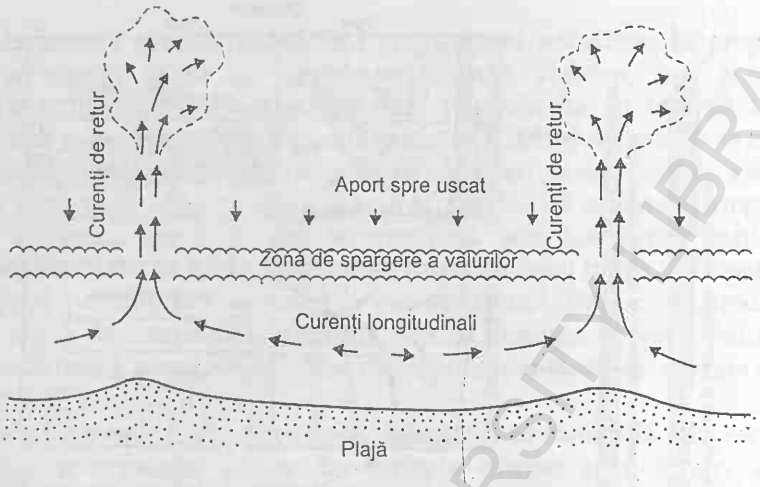



Fig. 2.115. Sistem circulatoriu în ambianțele litorale
(după Shepard, Inman, 1950; Komar, 1976, din Reading, Collinson, 1996).

Curenții *litorali* sunt cauzați de redistribuirea energiei valurilor în lungul neregularităților coastei (prin „refracție"). Practic, energia valurilor (direcționată inițial înspre continent) este redistribuită în lungul coastei, în zona de *surf,* sub forma unor curenți paraleli cu țărmul, orientați divergent; interacțiunea acestor sisteme se face local, în dreptul unor zone de convergență în care sensul curenților se schimbă, devenind perpendiculari pe țărm şi orientați înspre bazin (fig.2.115).

Valurile care se propagă oblic dezvoltă un sistem de curenți asimetric şi deci o direcție de transport „preferențială" a sedimentelor. În sistemele actuale, acest proces antrenează între 100 000–700 000 $m^3$/an (Reading, Collinson, 1996).

Curenții de retur (*rip*) sunt generați de procese de furtună; ei se deplasează spre bazin şi au viteze mari (de cca 2–3 m/s, până la 10 m/s) (Reading, Collinson, 1996). Aceşti curenți pot contribui şi ei la acumularea unor sedimente tempestitice.

***Procese mareice*** (*tidale*). Mareele sunt generate de efectul combinat al atracției gravitaționale determinată de Soare şi Lună asupra volumului de apă din sistemele marine şi lacustre şi se manifestă ciclic prin procese de flux (*flood*) şi reflux (*ebb*).

Ciclicitatea proceselor mareice se manifestă la mai multe scări. La scara unei zile, mareele de amplitudine maximă au loc la fiecare 12h şi 26 min. (ziua lunară fiind mai lungă decât ziua solară). La scară mai mare se manifestă maree tip *spring tide,* de regulă, mai înalte decât cele normale (şi mai active când Soarele este aliniat cu Luna). Amploarea mareelor este scăzută în oceane deschise sau chiar în sisteme marine semiînchise (ex. 10–30 cm în Marea Mediterană). Amplitudinea lor creşte foarte mult în lungul neregularităților țărmului (ex. în estuare, canale tidale, fiorduri etc.). O zonă binecunoscută pentru „maree de mare amplitudine" (12–14 m) este Bay of Fundy, Nova Scotia (Canada), Oceanul Atlantic (fig. 2.116).

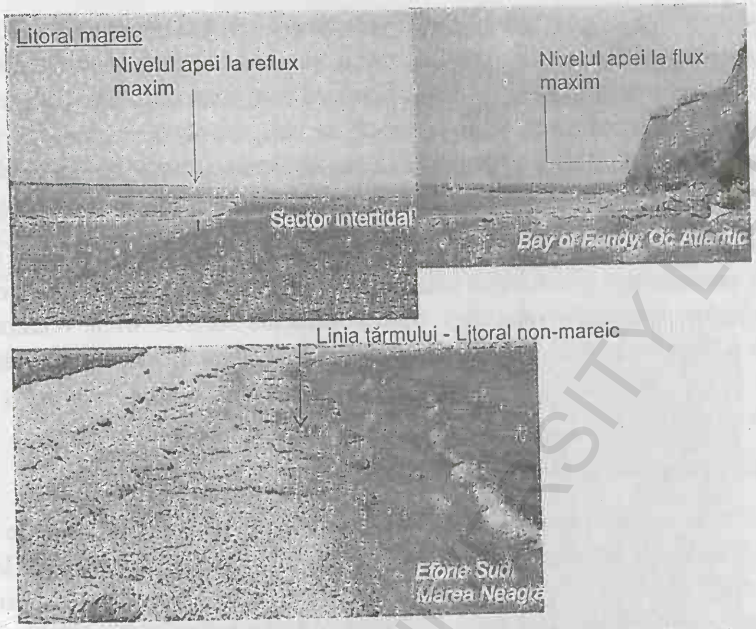



Fig. 2.116. Litoral mareic, Bay of Fundy, Nova Scotia, Canada, în momentul refluxului maxim, când este „descoperit" sectorul intertidal și litoral non-mareic, exemplu, țărmul Mării Negre, la Eforie Sud (foto Anastasiu, 2007).

Curenții tidali pot atinge în zonele de estuar viteze de 1,5 m/s (dar cu maxime de ordinul a 10 m/s). Astfel, ei pot genera produse ale căror caracteristici faciesale reflectă dinamica și variabilitatea procesului tidal. Aceste produse (tidalite – *tidal rhythmites*) sunt asociații de cupluri arenit (de maximă energie) – lutit (de mimină energie) cu structofaciesuri specifice (ex. *microondulații* și *flaser-/wavy-/lenticular, herring-bone*) (fig. 2.117).

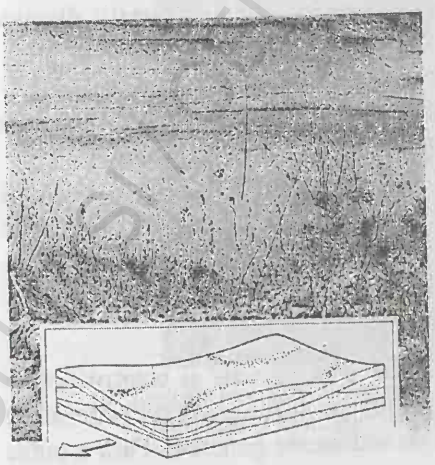


Fig. 2.117. Stratificație tip *hering bone* (cu modificări după Internet, 2007).

Procesele tidale pot influența, de asemenea, procesele chimice și pe cele biotice. Alternanța flux–reflux induce mase de apă cu salinitate crescută spre zonele continentale; în condițiile unui climat cald și arid este stimulată nucleerea faciesurilor evaporitice. Activitatea biotică se adaptează și ea acestor condiții: biofaciesuri specifice mangrovelor (în climate tropicale), asociații de alge de climat arid etc.

***Procese eoliene.*** Plajele emerse, nisipoase, sunt afectate de acțiunea vânturilor permanente și conservă structofaciesuri specifice (ondulații asimetrice – *aeolian ripples*, laminații concoide). Spre continent, zona de dune eoliene este o constantă a subsistemului costier. Prin transport eolian, nisipurile de plaje sunt deplasate și resedimentate pe câmpiile tidale sau la suprafața cordoanelor litorale pe care le contaminează.

***Procese chimice și biotice***

Regiunile costiere-litorale care traversează zone climatice calde, fie umede, fie aride și, de multe ori, afectate de flux și reflux devin ambianțe favorabile pentru inițierea unor procese evaporitice sau a instalării unor populații numeroase de organisme vegetale și animale. Petrofaciesuri chimice se vor asocia cu biofaciesuri algale sau microbiene.

În *sectoarele supratidale/supralitorale* expuse prelungit insolației (și identificate drept sectoare *sabkha de coastă*) se întâlnesc:

a) sedimente chimice, produse ale autigenezei sulfatice și carbonatice:
- gips și anhidrit asociat cu sedimente carbonatice;
- cruste aragonitice și dolomitice;
- pisoide vadoase și cruste caliche.

b) sedimente biotice: rare acumulări de *Cyanophyceae.*

Structofaciesurile vor reflecta, de asemenea, natura acestor procese: structuri chimice: de cimentare, pseudomorfoze de halit sau gips după carbonați; diverse bioglife (urme de reptație).

În *sectorul intertidal* se pot dezvolta:

a) sedimente chimice: *beach rock* – sedimente de plajă submersă (și emersă) cimentate prin carbonați și/sau sulfați; structofaciesuri fenestrale și *birdseye.*

b) sedimente biotice: produse de bioacreție: stromatolite (LLH), oncolite și tidalite (reprezentate aici de alternanțe de mâl algal cu material clastic). Structurile laminitice sunt frecvente (fig. 2.118).

**Asociații litologice; arhitecturi specifice**

Diversitatea factorilor și, implicit, a proceselor depoziționale și construcționale care controlează formarea și evoluția faciesurilor în sistemul costier-litoral se reflectă și în alura secvențelor și a corpurilor de sedimente generate. Fără a putea

BCU IASI CENTRALA UNIVERSITARA LIBRARY

acoperi toate aspectele sedimentologice identificate în domeniul litoral, încercările de sintetizare a asociațiilor litologice specifice lui au permis separarea a patru tipuri de ambianțe (cu grad de subsisteme circumscrise unor parametri specifici):

– plaje şi cordoane/bare litorale (*shoreline sand deposits*), în sistemele litorale dominate de acțiunea valurilor, cu insule-barieră transgresive (fig. 2.119; 2.120);

– plaje şi bare cu insule-barieră de regresiune;

– câmpii tidale (*tidal flats*), în sistemele litorale dominate mareic;

– corpuri tempestitice (*tempestites/storm deposits*).

Fig. 2.118. Bioconstrucții algale, stromatolitice (A), în sectorul intertidal al Mării Mediterane, coasta sudică a Ciprului, Aghia Napa; sectorul este tăiat de canale active (B) (foto Anastasiu, 2006).

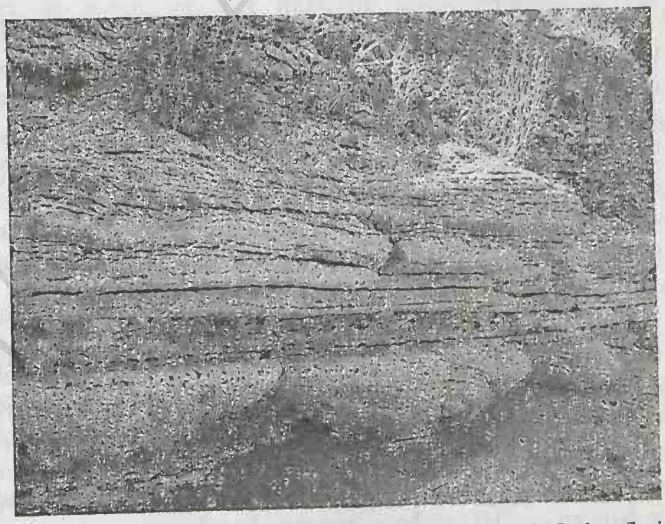


Fig. 2.119. Secvență litorală în formațiunile sarmațiene din faleza Eforie Sud – afloriment. Baza este erozională (cu faciesuri de canal – *rip channel)* (foto Anastasiu, 2006).

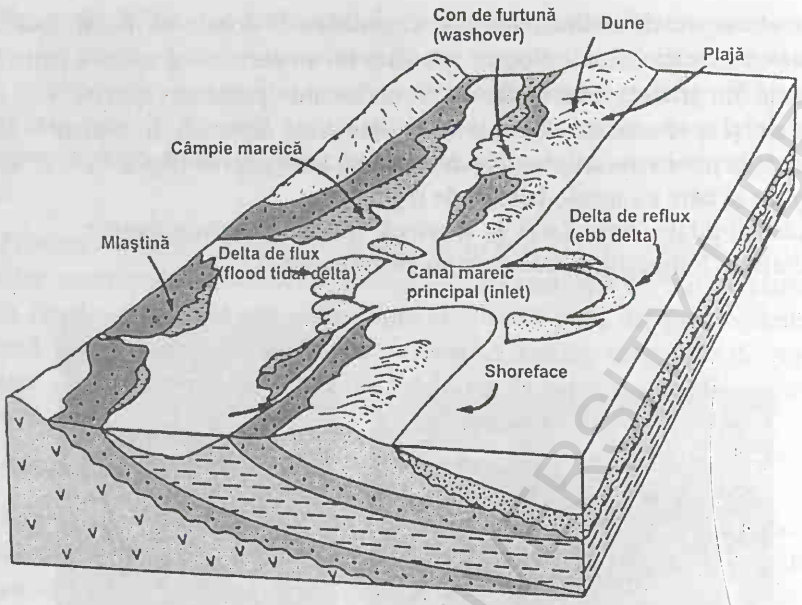



Fig. 2.120. Complexul insulă-barieră (după Reinson, 1992).

## Complexul insulelor-barieră în regim transgresiv

Sistemele litorale dominate de acțiunea valurilor sunt caracterizate, în ambianțele interdeltaice şi non-deltaice, de prezența unor secvențe nisipoase, care se pot dezvolta sub formă de:

– plajă (*beach*), un corp unitar, alungit, ataşat de continent cu lungimi de la sute de metri la sute de kilometri şi lățimi de ordinul zecilor de metri sau kilometri; grosimile sunt uzual de ordinul metrilor, dar uneori pot fi chiar mai mari;

– insule-barieră (*barrier islands*), reprezentând corpuri alungite, continui sau discontinui, paralele cu linia țărmului, care sunt separate de continent prin ambianțe lagunare, estuarine sau mlăştinoase.

*Insulele-barieră* se dezvoltă în ape puțin adânci (de ordinul metrilor), pe substrat cu gradient redus (puțin înclinat). Dimensiunea lor depinde de aportul de sedimente şi de tipul de curenți litorali; pot atinge grosimi de 10-20 m, lățimi de câțiva km şi lungimi de zeci de km (fig. 2.121).

Complexul include ambianțe diferite grupate de Reinson (1992) în categorii „subsistemice" de ordin inferior şi redate în figurile 2.120 şi 2.121. Tranzițiile de la un regim hidrodinamic la altul sunt inerente şi, implicit, reflectarea lor în asociațiile litologice, faciesale.

Astfel, s-au putut separa corpuri sedimentare cu geometrii şi ambianțe distincte:

a) insule-barieră cu plaje şi dune (*barrier beach*);

b) canale (*tidal channels*) şi microdelte tidale, de flux şi reflux (*tidal deltas*);

c) complexe lagunare, estuare, mlaştini şi câmpii tidale.

BCU CLUJ-NAPOCA - UNIVERSITY LIBRARY

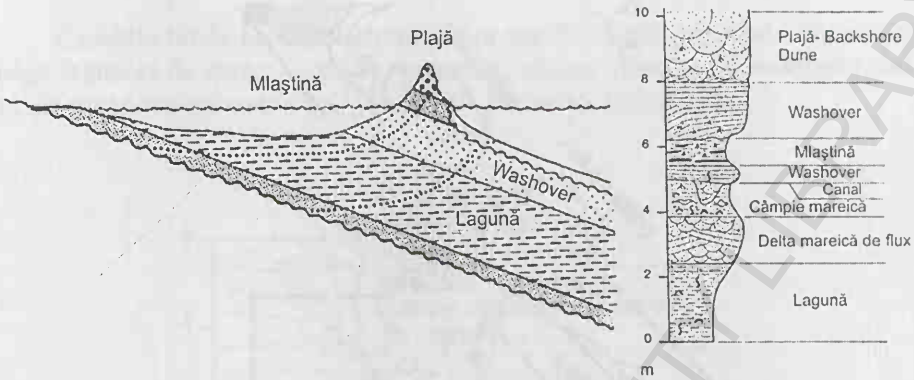



Fig. 2.121. Secvenţe în ambianţe de insule-barieră transgresive (după Reinson, 1984, din Walker, Plint, 1992; cu modificări).

*a)* Insule-barieră cu plaje şi dune (*barrier beach*)

Suitele care exprimă trăsături specifice acestui complex se pot grupa în mai multe asociaţii (secvenţe):

– asociaţii de faciesuri subtidale sau de *shoreface*;

– asociaţii de faciesuri intertidale sau de plajă;

– asociaţii de faciesuri de *backshore* şi dune de coastă;

– asociaţii de faciesuri supratidale sau de inundare (*washover*) (Reinson, 1984; Elliott, 1986).

În timpul unei transgresiuni, faciesurile de plajă, *shoreface, backshore* şi dunele de coastă pot fi distruse de energia valurilor, iar sedimentele lor, redistribuite; de aceea, ele pot lipsi din unele secvenţe litorale. În schimb, asociaţiile de inundare şi cele lagunare se pot conserva.

În timpul furtunilor, cordoanele litorale (barele) sunt de multe ori sparte, iar în spatele lor se acumulează depozitele de *washover*. Acestea îmbracă geometria unor pânze subţiri (până la 1–2 m), elongate, semicirculare sau neregulate, dezvoltate perpendicular pe linia de ţărm, cu extindere laterală de ordinul sutelor de metri. Granofaciesurile sunt variabile (arenit fin–rudit), iar structofaciesurile definitorii sunt paralele şi oblic–stratificate (scară mică–medie), cu înclinare spre uscat (Schwartz, 1982; Reinson, 1992).

*b)* Canale şi microdelte tidale

Canalele şi microdeltele tidale sunt ambianţe de sedimentare asociate atât geomorfologic, cât şi faciesal.

Astfel, dezvoltarea microdeltelor tidale este legată de existenţa curenţilor tidali, orientaţi perpendicular sau oblic faţă de linia de ţărm. În sistemele actuale se pot distinge (fig. 2.122):

– *ebb-delte* (microdelte de reflux), situate distal faţă de barieră; ele sunt asociate cu sedimentele de *shoreface* şi se află sub influenţa valurilor şi a curenţilor litorali;

– *flood-delte* (microdelte de flux), asociate lagunei şi câmpiei tidale; ele sunt mai puţin afectate de acţiunea valurilor.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

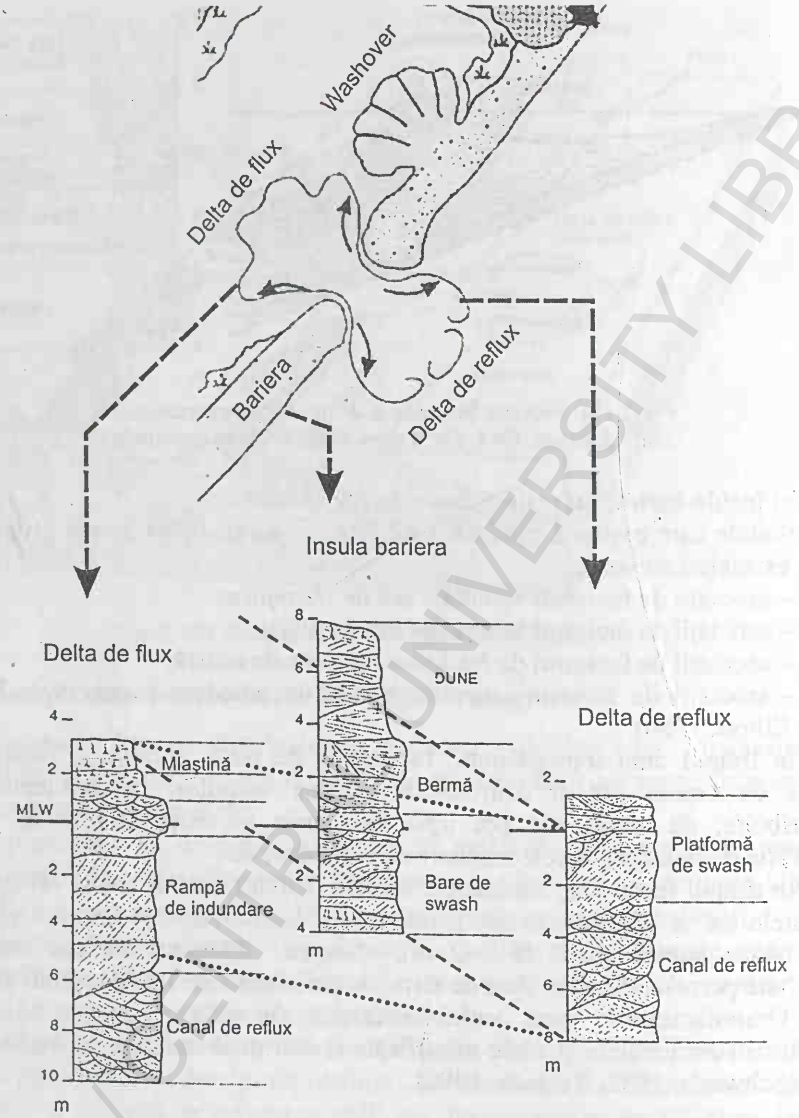



Fig. 2.122. Vedere în plan şi secvenţe specifice microdeltelor de flux şi reflux (după Walker, Plint, 1992; Kraft *et al.*, 1987, cu modificări).

Depozitele microdeltelor de reflux nu se pot conserva în secvenţele vechi, sedimentele lor fiind, adesea, redistribuite imediat după depunere. În schimb, faciesurile microdeltelor de flux se pot regăsi în secvenţele de colmatare a lagunelor şi estuarelor; se recunosc prin structofaciesurile oblic-stratificate (scara în dm – m), limitele dintre seturi marcate de galeţi moi, nivelele de bioclaste şi suprafeţe erozionale etc. De multe ori sunt interstratificate cu faciesuri lagunare/estuarine.

BCU CLUJ / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Canalele tidale asociate microdeltelor pot fi: canale principale (*inlets*), care leagă lagunele de mare, şi canale secundare, situate adiacent microdeltelor sau în relaţie marginală cu ambianţele din spatele barierelor (fig. 2.123).

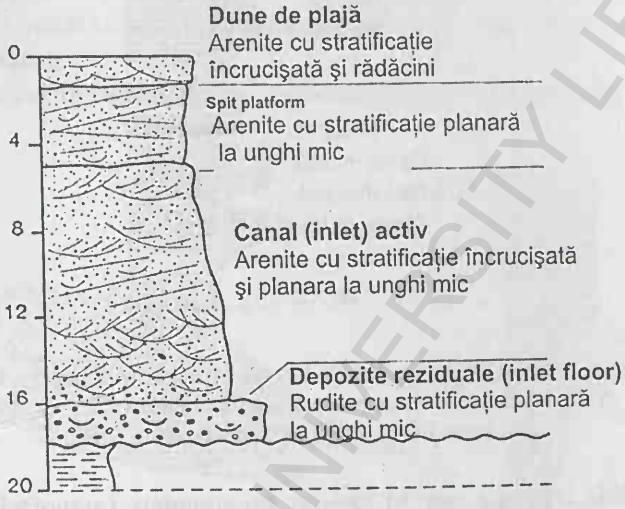



Fig. 2.123. Secvenţă de canal (*inlet*) (scara în m) (după Walker, Plint, 1992).

Sedimentarea în canalele tidale se face în special prin acreţie laterală (similar canalelor fluviatile meandrate) şi, subordonat, prin agradare şi progradare. Rata de migrare a canalelor este în funcţie de aportul de sedimente în zona de coastă. Evoluţia canalelor se face prin eroziune şi redepunere, ceea ce are ca efect generarea, prin acreţie, a unui depozit lipit de bare (*spit platform* – seturi tabulare, oblic-stratificate bimodal) (Kumar, Sanders, 1974; Reinson, 1992).

*c)* Complexul de lagune, estuare, mlaştini şi câmpii tidale (asociate insulelor-barieră)

Secvenţele de estuar – mai puţin studiate şi integrate sistemelor depoziţionale – sunt definite ca asociaţii de faciesuri costiere, legate genetic de procese tidale şi acumulate în ambianţe intertidale şi subtidale (de batimetrie redusă) şi cu trăsături faciesale (texturale, compoziţionale, structurale – *flaser/wavy/lenticular*, *herring-bone* – foarte diverse) (Frey, Howard, 1986). În această accepţiune, estuarele circumscriu ambianţe de sedimentare foarte diferite: de la microdelte şi canale tidale la plaje sau conuri de inundare (*washover*), la câmpii tidale, mlaştini şi bare etc.

Depozitele de estuar sunt în mod curent asociate evenimentelor transgresive şi ariilor subsidente. În suitele sedimentare, secvenţele de estuar apar ca asociaţii de secvenţe fluviatile (la bază), cu trecere spre secvenţe fluviatil-marine şi marine (spre top) (Nichols, Biggs, 1985; Reinson, 1992).

BCU "ALEXANDRU IOAN CUZA" UNIVERSITY LIBRARY

Fig. 2.124. Secvență generalizată prin depozite lagunare, Carbonifer, Kentucky, Virginia de Vest, S.U.A. Astfel de secvențe pot avea grosimi cuprinse între 7 și 24 m (după Horne, Ferm, 1978, din Davis Jr., 1992).

Depozitele lagunare sunt în general fin-granulare (granofacies lutitic-siltic, subordonat arenitic). Faciesurile arenitice îmbracă arhitecturi de canal (ex. tidal), pânză (ex. *washover)* sau con (ex. microdelte tidale). Faciesurile silto-lutitice se depun în ambianțe subacvatice (în laguna propriu-zisă) sau în câmpii tidale adiacente barierelor; înspre uscat pot exista tranziții către faciesuri cărbunoase, legate de ambianțe palustre (fig. 2.124).

### Complexul insulelor-barieră în regim regresiv

Barele sunt corpuri înguste, alungite, alcătuite din sedimente grosiere. Grosimile acestora pot atinge valori importante (de zeci de metri) (fig. 2.125). În suitele sedimentare specifice acestor complexe secvența regresivă ideală cuprinde următoarele asociații de faciesuri:

– în bază, faciesuri de șelf (*offshore*): fine (silto-lutitice), laminate, ritmice, ce pot prezenta bioturbații;

– faciesuri sublitorale (*lower shoreface*): arenite fine/silturi, seturi oblice cu unghi mic; ondulații (*ripples*) simetrice; uneori, bioturbații; interstratificațiile cu faciesuri tempestitice (cu structuri-diagnostic) au frecvență variabilă;

– faciesuri mediolitoral-distale (*middle/upper shoreface sands*): arenitice, seturi oblice (unghi mic: concoide în zona de *break/surf*; tabulare înspre *swash*), în alternanță cu seturi paralele; bioturbațiile sunt frecvente; granofaciesurile trec de la unele fine la unele grosiere;

BUCHAREST UNIVERSITY LIBRARY

– faciesuri mediolitoral-proximale (*foreshore sands*): arenitice sau ruditice, bine sortate; seturi paralele şi oblic-tabulare (cu unghi mic); faciesuri imbricate (înclinare spre mare);

– faciesuri supralitorale de tip dune eoliene (*eolian dunes*): seturi oblice, scară mare, sortare foarte bună; faciesuri cu interstratificaţii de nisipuri de inundare (*washover sands*): seturi oblice (înclinare spre continent), masive (ce trec lateral la faciesuri non-marine);

– în topul secvenţei apar faciesuri de tip lagunar şi non-marin (fig. 2.126).

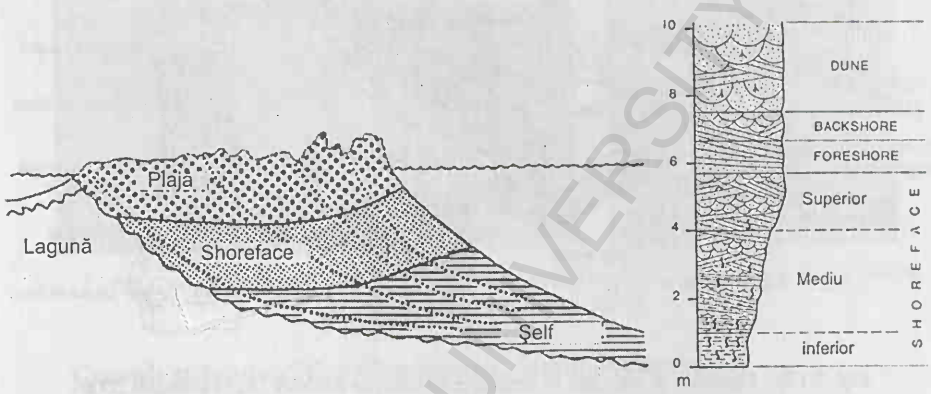



Fig. 2.125. Faciesuri şi secvenţe în insula-barieră de regresiune (după Walker, Plint, 1992; Kraft, John, 1979, cu modificări).

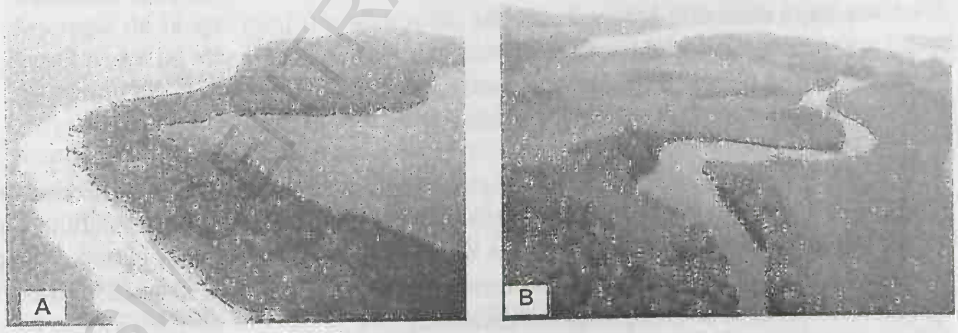



Fig. 2.126. Ambianţe supralitorale (*backshore*) – lagune (A), ce trec lateral în mlaştini cu mangrove (B). Coasta angoleză (Cabinda) (foto Popa, 2006).

## Câmpii tidale

Constituie suprafeţe plane, slab înclinate (< 1°), dezvoltate în zonele intermareice, având lăţimi de până la câţiva km, fiind incizate de canale tidale (fig. 2.127).

BCU IASI - CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

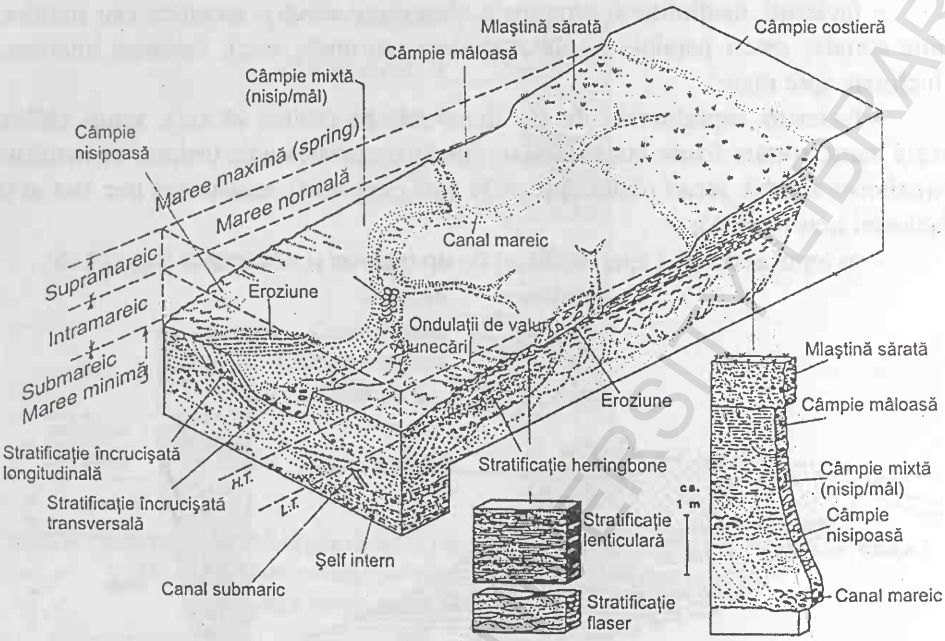



Fig. 2.127. Faciesuri şi secvenţe în ambianţe de câmpie mareică (după Einsele, 2000).

Asociaţiile de facies şi corpurile sedimentare individualizate în ambianţele de câmpie tidală sunt (fig. 2.128):

a) În sectoarele supratidale:

– câmpii de coastă (*coastal plains*);

– canale tidale (*tidal channels*);

– mlaştini sărate cu mangrove (*swamps/marshes/mangroves*);

– evaporite, duricruste, dune eoliene etc.

b) În sectoarele intertidale:

– câmpiile nisipoase (*sand flats*): situate în sectorul distal (bazal, inferior) al zonei intertidale; sunt formate din corpuri oblic-paralele şi concoide, alcătuite din seturi din ce în ce mai subţiri spre zona de ţărm. Caracteristice sunt structurile tip *herring-bone* şi suprafeţele de reactivare create de curenţi cu viteză mare (25–50 cm/s şi 100 cm/s pe flancurile suprafeţelor ondulate).

– câmpiile mixte (*mixed flats*): situate în zona mediană a intervalului intertidal; sunt mai bogate în fracţie fină (mâl), care se amestecă cu nisip, generând structuri de tip *flaser-* sau *wavy-bedding*;

– câmpiile mâloase (*mud flats*): ocupă sectorul proximal (înalt, superior) al zonei intertidale; sunt formate din mâluri cu laminaţii paralele; în zona de tranziţie spre sectorul median apar stratificaţiile lenticulare (*lenticular bedding*), de multe ori perturbate de bioturbaţii. Spre domeniul supratidal ele trec la mlaştini sărate.

c) În sectoarele subtidale:
– valuri de nisip (*sand waves*); 1–10 m înălțime;
– creste/bare tidale (*tidal ridges*); 40 m înălțime, 5 km lățime, 65 m lungime;
– cordoane tidale (*sand ribbons*); 2–3 km lungime, 100 m lățime, 2 m grosime.

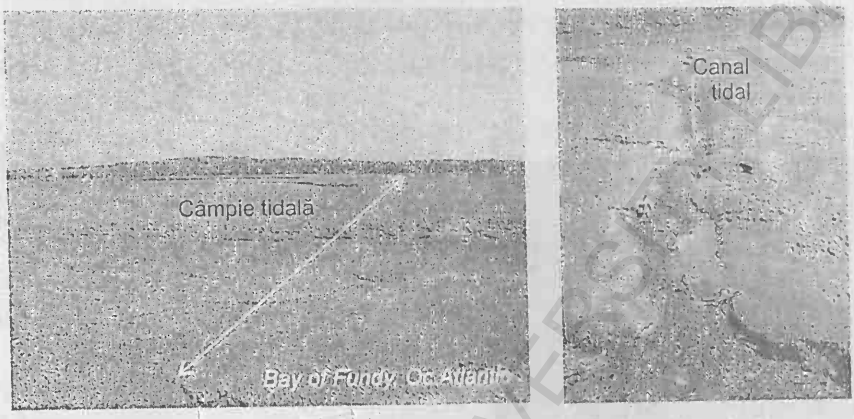



Fig. 2.128. Câmpie și canal tidal exondate în timpul refluxului din Bay of Fundy, Nova Scotia, Oc. Atlantic (foto Anastasiu, 2007).

### Complexe tempestitice (*Tempestites, Storm Deposits*)

Evenimentele severe, de tipul furtunilor și al uraganelor, generează în aria plajelor emerse și submerse sau în proximitatea coastelor înalte, corpuri neregulate, discontinui, paralele cu linia țărmului, cu grosimi de ordinul metrilor. Ele sunt localizate între baza valurilor normale și baza valurilor de furtună, iar frecvența lor descrește de la ape mici (cu acumulări proximale) către ape adânci (cu acumulări distale). Astfel de depozite sunt cunoscute sub denumirea de *tempestite* (*storm deposits*) (fig. 2.129).

Tempestitele proximale se acumulează sub baza valurilor normale (10–20 m adâncime), au un granofacies grosier și un biofacies bogat; clastele au un grad avansat de prelucrare (prin amalgamare – încorporarea unor tempestite mai vechi).

Tempestitele distale se acumulează sub baza valurilor de furtună (20–30 m adâncime) și au un granofacies mediu și fin și un biofacies sărac; sunt alcătuite de regulă din nisipuri redepuse.

Tempestitul, ca termen genetic, corespunde din punct de vedere faciesal unei asociații de faciesuri. Astfel, secvența tempestitică idealizată cuprinde (fig. 2.130):

– în bază, un termen grosier-ruditic, cu galeți moi, aplatizați; baza este netă, iar în cazul tempestitelor proximale are caracter erozional; acest facies trece la:
– arenit grosier, granoclasat normal sau masiv;
– arenit cu stratificație *hummocky-and-swaly*;
– arenit cu stratificații oblic-concoide și ondulații de curent;
– arenite cu laminații oblic-tabulare și microondulații.

BCU IAȘI - CENTRUL UNIVERSITAR LIBRARY

Topul secvenței marchează revenirea la condiții normale de sedimentare.

Un asemenea tip de succesiune se apropie de configurația secvenței turbiditice Bouma (vezi secțiunea 2.9) și, de aceea, se impune multă atenție în reconstituirile batimetrice și hidrodinamice care se fac.

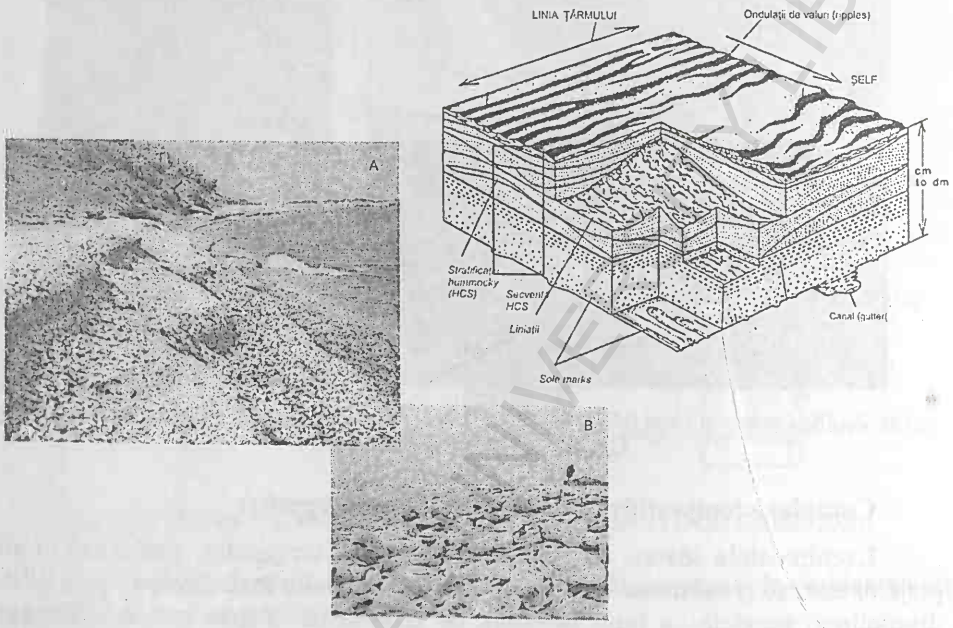



Fig. 2.129. Falune recente expuse pe coasta Mării Negre (faleza Eforie Sud) – secvențe tempestitice (foto Anastasiu, 2005), alături de bloc diagram cu localizarea faciesurilor de furtună (după Einsele, 2000).

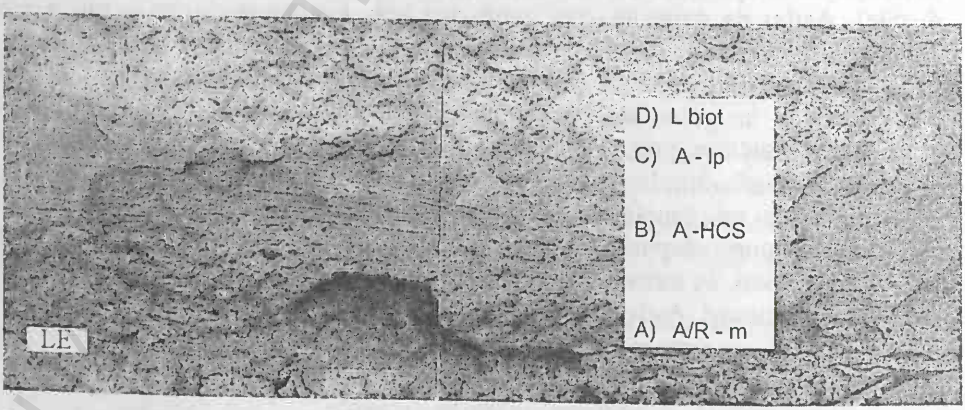



Fig. 2.130. Secvență tempestitică (Pliocen, Depresiunea Getică) (de remarcat calitatea faciesurilor din succesiune; baza este erozională, iar faciesul stratificat *hummocky* este diagnostic) (L biot – lutit cu bioturbații, A – lp arenit cu laminații paralele, A – HCS – arenit cu stratificații *hummocky*, A/R – arenit/rudit masiv) (foto Derer, 1997).

**Depozite vechi; exemple clasice din lume**

Depozite litorale au fost recunoscute practic în formațiuni situate la toate nivelele stratigrafice. Dintre cele mai cunoscute secvențe atribuite acestui sistem, menționăm:

a) terigen: Fm. Gresiei de Eribol, Scoția (Cambrian); epiclastitele de Koblentz, Germania (Devonian inferior); Gresia de Dakota, Colorado (Cretacic); Peninsula Formation (Paleozoic, Africa de Sud);

b) carbonatic: Calcarele de Dachstein, M. Alpi (Triasic); Formațiunea de Ardon, Israel (Jurasic); Calcarele de Massiccio, M. Apenini (Cretacic).

Într-un sistem litoral non-mareic sau mixt sunt considerate următoarele:

a) depozite regresive (progradaționale): nisipurile zirconifere din California (Miocen); Gresia Gallup, New Mexico (Cretacic, S.U.A.); Albianul din Alberta (Canada) etc.;

b) depozite transgresive: Gresia de Baraboo, Wisconsin (S.U.A.); depozitele siluriene din Virginia (S.U.A.); depozitele cretacice din Oregon (Cape Sebastian Sandstone).

Formațiunea Gresiei de Dakota (Cretacic – Colorado, S.U.A.) este alcătuită din depozite de *shoreface,* complex de plajă–dune de coastă, canale estuarine și tidale, marine-marginale (cuverturi tidale) și supralitorale (de mlaștină), asociate în secvențe progradaționale cu evoluții regresive majore în regiunea Western Interior (S.U.A.) (fig. 2.131).

Depozitele de *shoreface* (5–10 m grosime) sunt particularizate de ondulații (*ripples)* și bioturbații frecvente, cu ichnofaciesuri tip *Teichichnus* și *Thalassinoides.*

Depozitele de plajă și dune (2–5 m) au un structofacies reprezentat prin seturi oblic-tabulare (scară medie și mare) și uneori structuri lenticulare.

Faciesurile de canal estuarin (3–5 m) sunt dominant arenitice, constituind coseturi oblic-tabulare și concoide (scară medie–mare), uneori cu aluviuni bazale (conglomeratice), și sunt încastrate în depozite argiloase marine (Kiowa Shale) sau în depozite de *shoreface*; intraclaste *rip-up* sau fitoclaste apar frecvent, iar bioturbațiile sunt rare. Canalele tidale au grosimi mai reduse (până la 2 m) și sunt mai fine; prezintă structofaciesuri oblice bimodale și, în mod frecvent, ichnofaciesuri (*Skolithos*) și fitoclaste.

Depozitele marginale de *tidal flats* (1–3 m) sunt heterolitice, se remarcă prin structofaciesuri-diagnostic (în special lenticulare) și bioturbații frecvente și trec lateral la faciesuri fine, laminate paralel, în ambianțe de mlaștină (Atalik, Mansfield, 1984).

Secvențele transgresive au în mod tipic caracter F.U.S. Baza este deseori o suprafață extensivă, cu caracter erozional (de ravinare), dezvoltată în topul depozitelor de coastă, peste care se suprapun direct depozite de *offshore* sau,

BCU CLUJ CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

progresiv, depozite de *shoreface* (cu sedimentare normală şi/sau de furtună) şi *offshore* (laminate, deseori bioturbate) (Reading, Collinson, 1996). Topul secvențelor poate fi marcat de suprafețe-diagnostic: orizonturi de condensare, glauconit, bioturbații intense etc.

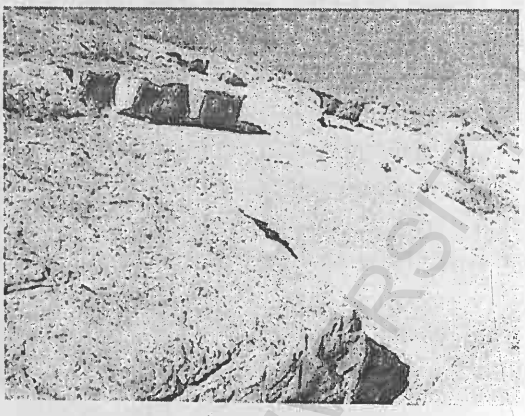


Fig. 2.131. Gresia de Dakota (Cretacic), Denver (S.U.A.)
(foto Topper; Colorado Geological Survey; sursă Internet).

**Resurse minerale şi energetice**

Nisipurile litorale actuale pot constitui *placers*-uri; astfel, asociații de minerale grele (ex. *zircon, casiterit, ilmenit, monazit, rutil, aur, diamant* etc.) sunt în mod curent exploatate pe coastele din Brazilia, India, Australia, Malaezia, Indonezia. Cordonul litoral de la Chituc (Marea Neagră) este cunoscut pentru acumulări de minerale grele de titan (rutil), fier etc.

Sistemele litorale vechi pot constitui, prin corpurile arenitice din componență, importante rezervoare de hidrocarburi. Prin caracteristicile lor faciesale (faciesuri componente, eterogenități) şi proprietățile petrofizice (porozitate, permeabilitate), cele mai importante arhitecturi sunt corpurile de tip insulă-barieră şi complexele de plajă; proprietăți de colector foarte bune sunt citate în relație cu corpurile tempestitice. Corpurile din sistemele tidale (ex. cuverturi, canale, microdelte) au proprietăți colector comparativ mai slabe (funcție de raportul arenit/lutit din secvențe, ca şi calitatea suprafețelor de discontinuitate) (v. şi tabelul 2.16; fig. 2.132).

În sectoarele supralitorale se pot dezvolta turbării. Uneori, mâlurile bogate în substanță organică din aceste areale (ex. mlaştini, lagune) pot găzdui concentrații de uraniu.

În sistemele costiere din zone calde–aride este diagnostică asocierea în secvențe a faciesurilor evaporitice (cu petrofaciesuri tip dolomit, gips, anhidrit, halit etc.), cu trăsături distincte.

BCU "LUCIAN BLAGA" UNIVERSITY LIBRARY

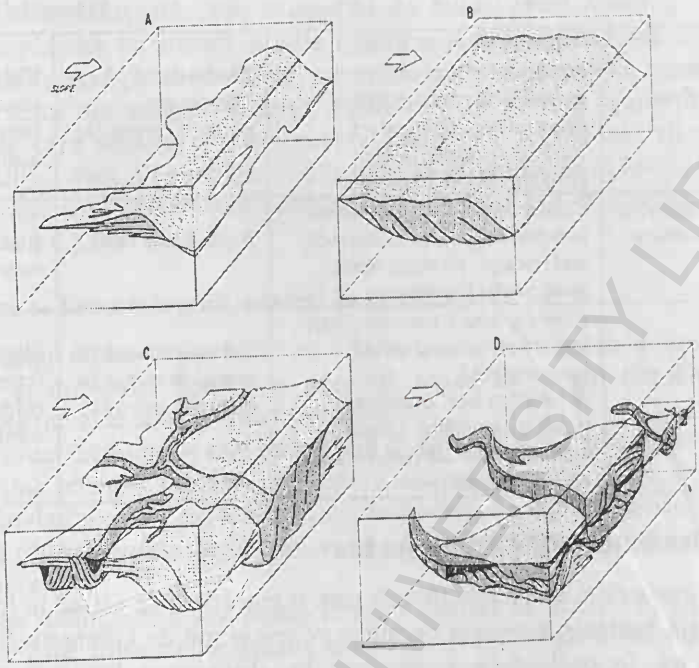



Fig. 2.132. Arhitectura şi poziţia principalelor corpuri-colector din sistemele litorale: *transgressive barrier island* (**A**), *beach complex* (**B**), *tidal channels-ridges* (**C**) şi *tidal flats* (**D**) (după Galoway, Hobday, 1983).

*Tabelul 2.16*

Caracteristici litologice (diagnostic) şi petrofizice ale corpurilor din sistemele litorale (după Anastasiu *et al.*, 2002, cu modificări)

| **Arhitecturi depoziţionale** | **Litologie – faciesuri diagnostic** (granofacies, structofacies, petrofacies) | **Porozitate** (depoziţională) | **Calităţi rezervor** |
|---|---|---|---|
| Complexe de plajă *(beach complexes)* | Nisipuri bine sortate (litice/cuarţoase); stratificaţii de unghi mic oblic-tabulare *(beach)*, oblic-concoide*(surf)*; ondulaţii *(ripples)* simetrice – uşor asimetrice; tempestite aditive interstratificate, secvenţe CUS | Bună | Bune |
| Insule-barieră *(barrier islands)* | Nisipuri fine-grosiere; granoclasări, stratificaţii oblice la scară mare (alterate de bioturbaţii); unităţi depoziţionale groase; amalgamări | Medie–bună | Bune–foarte bune |

BCU IAŞI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

*Tabelul 2.16 (continuare)*

| | | | |
|---|---|---|---|
| Pânze/cuverturi tidale *(tidal flats)* | Aspect tabular, cu efilări; arenitice, lutitice sau heterolitice; structuri tidale (*flaser-/wavy-/lenticular*); incizate de canale tidale (structuri oblice bimodale) | Medie–bună (funcție de proporția arenitică) | Slabe–bune (cresc cu conținutul de arenit) |
| Corpuri tempestitice *(tempestite bodies)* | Corpuri neregulate sau domale; structuri diagnostic (*hummocky and -swaly*), secvențe tipice; amalgamări frecvente | Bună–foarte bună | Bune–foarte bune |
| Prisme (*clastic wedges*) | *Finely-grained, parallel-/cross-bedded units*; *sand waves interstratified* Arhitecturi fine, stratificații paralele sau oblice; corpuri arenitice ondulate (*sand waves*) interstratificate | Scăzută–ridicată (în special în relație cu corpurile arenitice) | Slabe–bune (cresc înspre corpurile arenitice) |

### Probleme ale mediului înconjurător

Zona costieră și sectoarele litorale care o reprezintă se extind în lungul liniei țărmurilor din bazinele marine și oceanice pe mii și mii de kilometri. Simultan cu construcția lor, în unele zone poate avea loc distrugerea lor, prin eroziune și redistribuiri depoziționale. Adesea, aceste sectoare concentrează zone populate și, de aceea, ele sunt arii cu numeroase construcții civile și industriale.

Diversitatea morfologică a zonelor litorale este foarte mare, iar evenimentele naturale care le pot schimba aspectul sunt, și ele, foarte numeroase.

Valurile, cele în regim de furtună, mareele înalte, curenții litorali sunt factorii importanți care contribuie la dinamica acestor sectoare. Eroziunea costieră duce la îngustarea și dispariția unor plaje, la spargerea cordoanelor litorale (insulelor-barieră). Abraziunea marină distruge, treptat, țărmurile înalte. Alunecări de teren sau desprinderi de blocuri în zonele litorale (de asemenea, cu țărmuri înalte) care intersectează climate cu regim ploios, tind să îngusteze și să distrugă plajele nisipoase (evenimente de acest fel au devenit frecvente în ultimii ani în lungul litoralului românesc, sectorul cu faleză dintre Eforie și Vama Veche).

De asemenea, sectoarele costiere sunt cele mai expuse efectelor valurilor de tip *tsunami*. În cazul acestora, schimbările nu vizează numai modificările morfologice radicale ale peisajelor din zonele afectate, ci și cele socio-umane, deoarece provoacă, aproape instantaneu, distrugerea totală a așezărilor omenești și a construcțiilor industriale situate pe direcția de propagare a „frontului" tsunami. În urma valului distrugător care a afectat coastele Asiei de Sud și Sud-Est în decembrie 2004 au murit peste 200 000 de oameni.

Când există accidente legate de activitățile antropice, de funcționarea platformelor petrolifere și a instalațiilor de procesare a țițeiului sau când apar avarii

BCU MIHAIL KOGĂLNICEANU UNIVERSITY LIBRARY

ale vaselor care transportă țiței, scurgerile de hidrocarburi fluide în apele din proximitatea plajelor au impact asupra mediului. Ele contaminează nisipurile și reduc sau desființează pentru mulți ani potențialul turistic al plajelor afectate.

Construcția dezordonată a unor diguri fără să se țină seama de efectele secundare pe care aceasta o poate genera (îndeosebi schimbarea sistemului de curenți litorali și, deci, a direcțiilor de transport al sedimentelor în lungul țărmurilor) conduce la stricarea echilibrelor naturale (multe plaje pot fi erodate, cordoane litorale sparte etc.).

**Repere sedimentologice; criterii de identificare**

• Sistemul litoral (de coastă) se află în zona de tranziție dintre domeniul continental și domeniul marin; se dezvoltă liniar, în lungul țărmului, și este delimitat spre mare de zona șelfului *(offshore)*.

• Calitatea faciesurilor este influențată de tipul de țărm, care poate fi *înalt*, cu faleză, sau *jos* (câmpie litorală), de zona climatică în care se află, de relația cu sistemele fluviatile care-l pot alimenta cu sedimente, de regimul dinamic al apelor care-l spală (litoral *mareic* sau *non-mareic*) sau de intensitatea valurilor și sistemul de curenți litorali.

• Sursa sedimentelor acumulate în zona costieră se găsește în aria bazinelor hidrografice care alimentează bazinul marin și, parțial, chiar în bazinul marin, în care sedimentele acumulate la un moment dat pot fi redistribuite prin sistemul de curenți litorali.

• În zona litorală sunt prezente toate tipurile de procese – fizice, chimice și biotice; de aceea, și faciesurile sunt foarte variate.

• Granofaciesurile clastice acoperă un spectru larg de la ruditice la arenitice, finarenitice, siltice; structofaciesurile frecvente sunt: stratificații cu unghi mic, oblic-tabulare (*beach*), oblic-concoide (*surf*); ondulații (*ripples*) simetrice, ușor asimetrice; structuri tidale (*flaser-/wavy-/lenticular*), structuri-diagnostic, de furtună (*hummocky and -swaly*) etc.

• În regiunile aride (zona sabkha de coastă) apar produse ale autigenezei chimice: gips și anhidrit, asociate cu sedimente carbonatice; cruste aragonitice și dolomitice; pisoide vadoase și cruste caliche.

• Produsele biotice sunt de bioacreție: stromatolite (LLH), oncolite și tidalite (reprezentate aici de alternanțe de mâl algal cu material clastic).

• Asociațiile de facies definesc și se regăsesc în corpuri cu arhitecturi specifice:

– plaje și cordoane/bare litorale (*shoreline sand deposits*), insule-barieră de transgresiune și regresiune;

– câmpii tidale (*tidal flats*);

– faciesuri de furtună, tempestitice (*tempestites/storm deposits*).

• Faciesurilor litorale li se pot asocia resurse minerale (concentrații de minerale grele cu Zr, Ti, Fe, TR), rezervoare de hidrocarburi sau turbării.

BCU "LUCIAN BLAGA" UNIVERSITY LIBRARY

## 4.7. SISTEMUL EVAPORITIC

Medii naturale care evoluează într-un climat cald şi arid, dominat de o evaporaţie intensă, sunt amplasate atât în domenii continentale, cât şi în zone de tranziţie spre domeniul marin. Lacurile din ariile deşertice, o parte din plajele litorale, lagunele din spatele unor bare litorale sau din mijlocul atolilor de corali alcătuiesc la suprafaţa scoarţei terestre microsisteme restrictive, atipice, în care salinitatea apelor din bazine sau din interstiţiile sedimentelor clastice limitrofe atinge valori ridicate. Prin evaporare, aceste ape devin „hipersaline", supraconcentrate în săruri şi, deci, susceptibile să precipite carbonaţi, sulfaţi şi halogenuri. Asociaţiile naturale ale unor astfel de săruri depuse sau acumulate prin procese chimice depoziţionale sau postdepoziţionale se numesc *evaporite*. Termenul, evident cu o conotaţie genetică, acoperă depozite de carbonaţi, sulfaţi (anhidrit şi gips), sare gemă şi săruri delicvescente.

În acest fel, faciesurile evaporitice au un pregnant caracter diagnostic şi, în analiza secvenţială, sunt utilizate ca şi markeri paleoclimatici sau în corelări litostratigrafice precise. Privite ca resurse minerale, evaporitele au, de asemenea, o importanţă distinctă (Kinsman, 1969; Schmalz, 1969; Schreiber, 1988; Kendall, 1992; Walker, 1992; Reading, 1996; Einsele, 2000; Middleton, 2003; Schreiber, Helman, 2005; Warren, 2006).

Pentru toate aceste motive, preferăm o tratare unitară a lor, fără să individualizăm sistemul lagunar, cum poate ar fi fost mai raţional. De aceea, vom analiza factorii şi procesele care controlează naşterea faciesurilor evaporitice indiferent de sistemele naturale, ambientale, în care se pot întâlni.

### Factorii sedimentării

Acumularea evaporitelor în diversele medii naturale este controlată de factori chimici, alături de care cei biotici sau fizici pot accelera sau încetini autigeneza.

Astfel, natura chimică a soluţiilor, respectiv salinitatea apelor, potenţialul redox şi *p*H-ul acestora, contextul climatic şi tipul morfologic de bazin, caracterul stagnant al apelor vor determina principalele faciesuri evaporitice.

*Compoziţia* apei din bazine sau din spaţiile interstiţiale ale sedimentelor clastice este expresia suportului mineral pe care acestea evoluează şi a aportului de compuşi chimici dizolvaţi în apele care alimentează bazinul (soluţii electrolitice sau coloidale).

*Salinitatea* apei (vezi şi secţiunea Sistemul lacustru) reflectă concentraţia în săruri a apelor şi se poate modifica periodic sub influenţa variaţiilor de temperatură din mediul înconjurător. Premisele depunerii evaporitelor sunt realizate în ape *sărate* (cu salinitate mai mare de 24,7 g/l) şi *hipersaline* (salinitate mai mare de 35–40 g/l).

BCU CENTRALA UNIVERSITARA

Pragul de saturație a diverselor elemente este atins diferențiat și marchează începutul precipitării chimice a fazelor minerale. Ordinea de precipitare a mineralelor depinde de potențialul ionic al acestora (e = Z/r), de timpul lor de rezidență, de temperatura soluțiilor. Natura mineralelor precipitate este influențată și de alcalinitatea soluțiilor (*p*H) sau de potențialul lor de oxido-reducere (Eh). Gazele dizolvate în apă – $O_2$, $CO_2$ și $H_2S$ – controlează și ele, îndeaproape, regimul chimic al soluțiilor naturale (fig. 2.133).

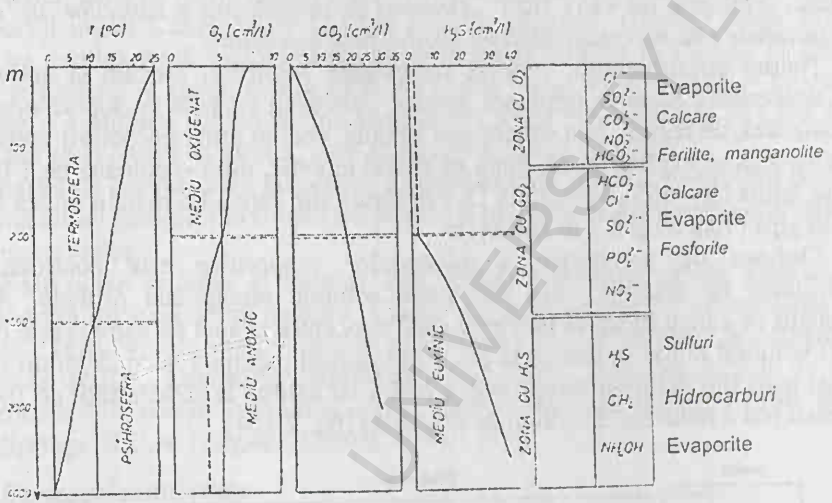



Fig. 2.133. Factorii fizici și chimici care controlează chimismul soluțiilor naturale și condiționează formarea evaporitelor comparativ cu alte petrofaciesuri (după Waren, 1999, cu modificări).

*Regimul hidrologic al bazinului.* Toate modelele evaporitice implică luarea în considerare a hidrologiei bazinului (Logan, 1987; Kendall, 1992). Caracteristicile de ordin hidrologic care influențează precipitarea evaporitică sunt:

– influxul de apă din bazine adiacente (ex. marine, continentale);

– gradul de izolare al bazinului (bazine închise și semideschise, cu circulație intermitentă, ocazională);

– pierderile de apă (prin infiltrație, în bazine adiacente);

– rata de pierdere a apei prin evaporare și, implicit, reducerea volumului de apă.

Ambianțele evaporitice au ape liniștite, cu energie de bazin scăzută. În zonele afectate de maree, lagunele, de exemplu, prezintă afinități cu subsistemul peritidal (supra- și intertidal), iar absența curenților verticali le imprimă și un mediu anoxic.

*Regimul climatic,* anume insolația puternică, în condițiile unor temperaturi ridicate (t = 25–30°C) și ale lipsei precipitațiilor (ariditate accentuată), întreține o evaporație ridicată, ca o condiție a atingerii în apele saline și hipersaline a pragului de concentrare la care poate fi declanșată precipitarea sărurilor. Zonele tropicale și subtropicale beneficiază constant de un astfel de regim climatic.

BCU IAȘI - CENTRUL UNIVERSITAR LIBRARY

*Aportul de ape dulci și de sedimente clastice* poate inhiba procesul de depunere a mineralelor evaporitice, iar anumite *procese geobacteriene* compatibile cu mediile saline și hipersaline pot modifica parametrii chimici ai soluțiilor (*p*H, Eh).

## Procese și produse; faciesuri-diagnostic

Procesele chimice care determină depunerea principalilor constituenți minerali ai evaporitelor – sulfați și halogenuri de Ca, Na, K și Mg – reflectă, cu claritate, principiul lui van't Hoff: „*Ordinea de cristalizare a sărurilor din soluții suprasaturate este inversă ordinii de solubilizare a acestora*".

Natura constituenților reflectă compoziția soluțiilor, precum și activitatea apei, temperatura acesteia, presiunea gazelor. Atingerea gradului de supraconcentrare se realizează, de regulă, prin evaporarea soluției, deci în urma micșorării volumului acesteia. Așa se explică de ce, după un calcul teoretic, dintr-o coloană de 1 000 m soluție salină (S = 35‰) precipită 15,9 m săruri, din care 13,5 m halit (adică 83%), 0,27 m gips (1,82%) și 2,1 m alte săruri.

Ordinea de precipitare a mineralelor evaporitice este controlată de solubilitatea lor relativă, cele mai puțin solubile precipitând primele. Astfel, carbonații de calciu încep să precipite când concentrația apei de mare crește de 1,8 ori (și volumul inițial se reduce la cca 50%); gipsul precipită la concentrații de 3,8 ori mai mari (iar volumul ajunge la cca 20%), iar halitul, la concentrații de 10,6 ori mai mari (cu o reducere de volum de cca 90%) (fig. 2.134).

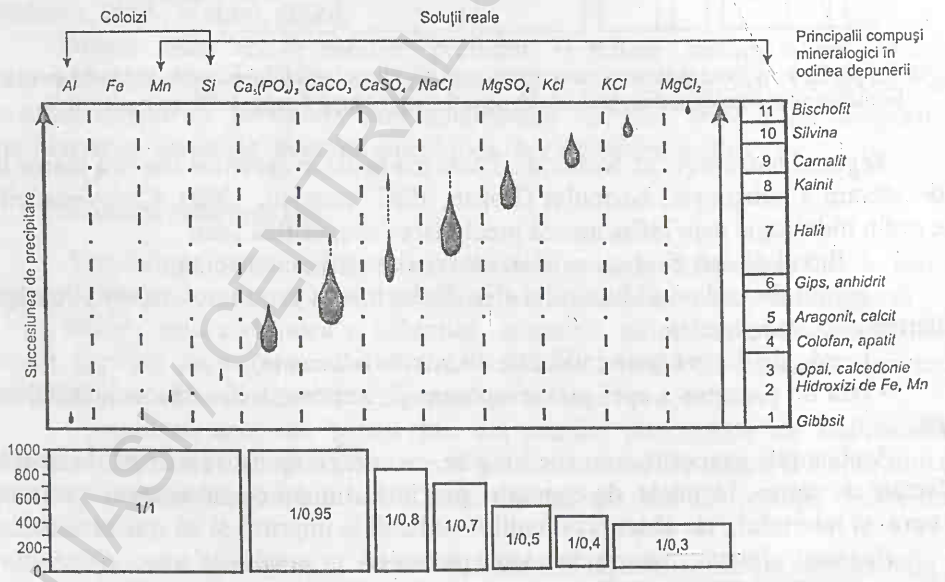



Fig. 2.134. Ordinea de precipitare a principalelor minerale evaporitice (vs. coeficient de evaporare a soluției și rata de reducere a volumului prin evaporare) (după Logan, 1987). Figura indică și balanța între pierderea prin evaporare, afluxul de soluții și pierderea prin infiltrare pentru menținerea unei anumite condiții de precipitare.

BCU IAȘI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

În cursul evaporării, este de aşteptat ca diversitatea asociaţiilor mineralogice evaporitice să reflecte variabilitatea compoziţională a soluţiilor implicate – de ex., în cazul soluţiilor continentale asociaţiile evaporitice sunt în general mai variate comparativ cu cele individualizate din soluţii marine.

Pe de altă parte, pe măsură ce are loc precipitarea unei faze minerale din soluţie, se produce implicit o îndepărtare din cadrul acesteia a unui component sau a mai multora, modificându-se compoziţia soluţiei „remanente".

Astfel, căile de modificare a compoziţiei soluţiilor evaporitice sunt controlate de raportul iniţial $Ca/(HCO_3 + CO_3)$ şi $Ca/SO_4$ (Eugster, Hardie, 1978). Primul raport va explica dacă soluţia va deveni alcalină şi sărăcită în Ca sau va deveni neutră şi sărăcită în specii carbonatice. Al doilea raport va arăta dacă – în stadiul precipitării gipsului – soluţia devine sărăcită în Ca sau $SO_4$. Soluţiile cu $Ca<CO_3 + HCO_3$ pot să evolueze în sărături care să precipite sulfaţi de sodiu.

Astfel de considerente au permis elaborarea unor scheme de evoluţii posibile ale compoziţiei soluţiilor în timpul evaporării şi precipitării succesive ale diverselor faze mineralogice.

*Faciesurile sulfatice* şi *halitice* sunt specifice lacurilor sărate, închise, din zonele aride cu evaporaţie intensă. Cruste de halit cristalizat, eflorescenţe sau cimentări selective ale microclastelor preexistente se pot succeda în coloana de sedimente lacustre. Laminaţia paralelă şi, de multe ori, repetarea de sute de ori a cuplurilor *săruri–fracţie argiloasă* este o regulă controlată sezonier, ca de ex. în Deep Springs, S.U.A. (Eugster, Hardie, 1978).

B.C.U. „M. EMINESCU" IAŞI GEOLOGIE-GEOGRAFIE

### *Faciesuri evaporitice*

Faciesurile evaporitice – la diverse scări şi separate pe diverse criterii – sunt foarte variate fie ca urmare a diversităţii factorilor care (inter)acţionează, fie datorită diversităţii proceselor implicate – depoziţionale şi diagenetice.

Faciesurile mineralogice sunt: *gipsifere, anhidritice, halitice* şi *delicvescente* (fig. 2.135; 2.136).

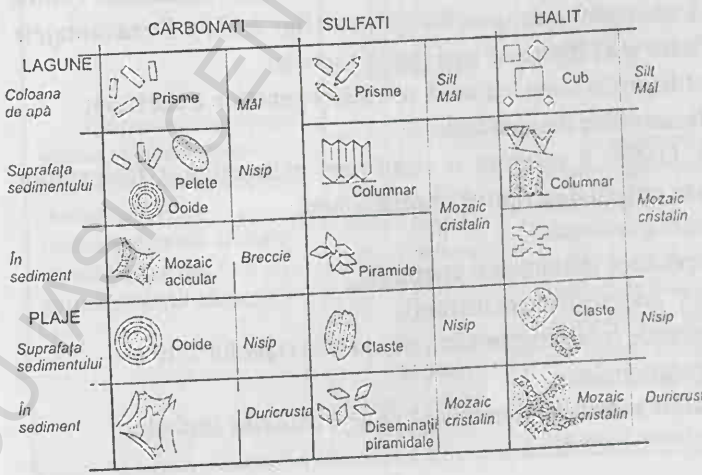



Fig. 2.135. Morfologia faciesurilor mineralogice pentru carbonaţi, sulfaţi şi halit precipitaţi în medii lagunare şi medii sabkha, de plaje (după Kendall, 1992).

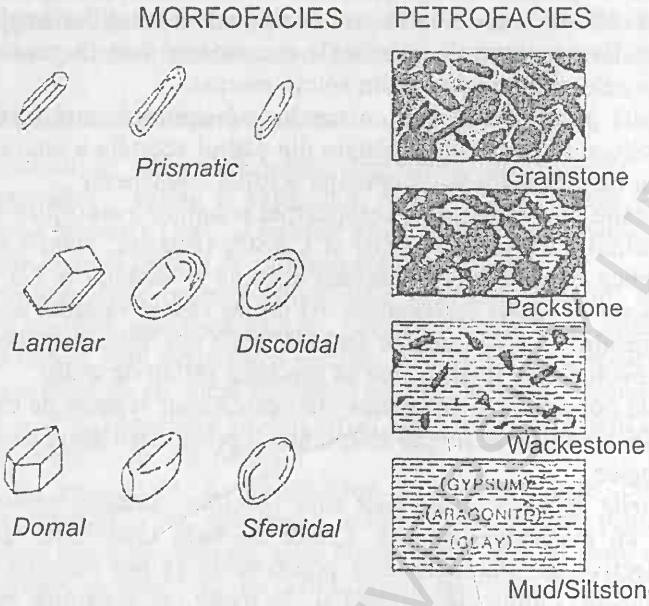



Fig. 2.136. Morfofaciesuri și petrofaciesuri standard pentru faze minerale evaporitice și agregate corespunzătoare (după Kendall, 1992).

Faciesurile structurale (la scară mezoscopică) sunt: *ritmice* și *nodulare* (concreționare) (fig. 2.137).

Kendall (1992) recunoaște trei „grupe" de faciesuri genetice (tabelul 2.17) și anume: de câmpie salină (*mudflat*), de apă puțin adâncă (*shallow-water*) (Eugster, 1978) și de apă adâncă (*deep-water*); în cadrul fiecărei categorii separă mai multe tipuri de faciesuri pe criterii mineralogice, morfologice și structofaciesale. Pentru fiecare dintre ele există un model petrogenetic distinct (fig. 2.138). Dezavantajele acestui sistem de clasificare sunt legate de mai multe aspecte:

– dificultatea de utilizare în teren, datorită orientării genetice a acestuia;

– lipsa detalierii faciesurilor diagenetice.

Recent, Kasprzyk (1993) a elaborat o clasificare exhaustivă a faciesurilor evaporitice, având la bază criterii descriptive. Acestea sunt:

– tipul petrografic;

– morfofaciesuri specifice (habitusuri; conture);

– microstructuri (ex. concrețeri, incluziuni);

– structuri depoziționale (chimice, biotice, mecanice) (tabelul 2.18);

– structuri postdepoziționale;

– calitatea faciesurilor asociate (în microsecvențe); calitatea limitelor.

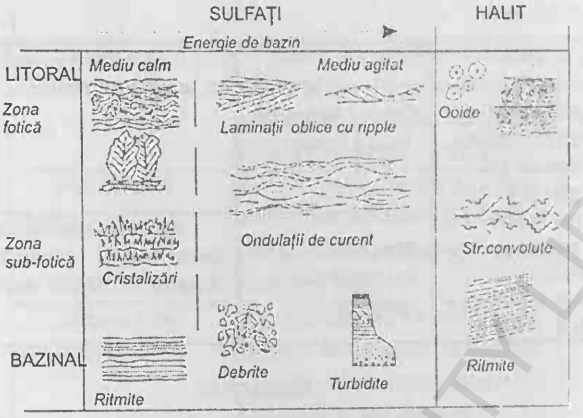



Fig. 2.137. Microstructuri specifice sulfaților și halitului din mediile litorale și bazinale (Kendall, 1992).

*Tabelul 2.17*

Tipuri genetice de faciesuri evaporitice

| Faciesuri evaporitice | | Descriere |
|---|---|---|
| Evaporite de câmpie lutitică (*mud flat evaporites*) – formate prin cristalizări evaporitice în sedimente preexistente | Câmpie lutitică uscată (*dry mud flat*) | Evaporite non-acumulative; prezența altor tipuri de sedimente înalnte de apariția evaporitelor este relevată de modificări în structurile primare depoziționale și anhidre |
| | Câmpie lutitică salină (*saline mud flat*) | Se individualizează cristale/noduli; puține structuri sedimentare supraviețuiesc în sedimentele-gazdă |
| Evaporite de apă puțin adâncă (*shallow water evaporites*) – formate prin precipitare și/sau resedimentare din sărături de mică adâncime (< 5 m), permanente sau efemere | Câmpie evaporitică (*evaporite flat*) | Evaporite laminate, precipitate și depuse din sărături efemere. Urmele de dizolvare sunt de obicei absente sau ascunse de anvelope cianobacteriene |
| | Lac salin efemer (*brine pan; ephemeral saline lake*) | Evaporite precipitate/depuse din sărături efemere, dar stabile. Evaporite clastice laminate și/sau alternanțe de cruste evaporitice și lamine cu diseminații de cristale evaporitice. Suprafețe de dizolvare și structuri de fund bine dezvoltate; cianobacteriile pot fi prezente |
| | Lac salin peren (*shallow perennial lake*) | Evaporite depozitate/precipitate din sărături permanente puțin adânci. Cruste evaporitice cu strate de detritus, adus de inundații; cianobacteriile pot fi prezente |

BCU IAȘI - CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

*Tabelul 2.17 (continuare)*

| | | |
|---|---|---|
| Evaporite de apă adâncă (*deep water evaporites*) – precipitate sau aduse în sărături mai adânci de 40 m (faciesuri de apă adâncă se pot găsi și în sărături de câțiva metri) Caracteristică pentru acest facies este absența suprafețelor de dizolvare și a crustelor de fund | Centrul bazinului (*basin center*) | Sedimente cu laminații fine și distribuite pe un areal mare |
| | Marginea bazinului (*basin margin*) | Prezența laminațiilor cu evaporite resedimentate → turbidite, slump-uri și depozite de curgeri masive |

*Tabelul 2.18*

Structuri sedimentare specifice sistemului evaporitic

| Structuri sedimentare | | Descriere | Litofacies |
|---|---|---|---|
| Deformaționale | Stratificație deranjată | Strate răsucite și rupte; blocuri angulare distribuite haotic într-o matrice | gr, ga+gp, st, sl |
| | Secvențe turbiditice | Secvențe Bouma incomplete, de cele mai multe ori lipsind diviziunea superioară; de obicei prezintă bază netă și top gradat | ga+gp |
| | Structuri de injectare | Protuberanțe anticlinale sau diapirice ale unor lamine, cu un sistem de conexiuni verticale | st, sl, la |
| | Crăpături de uscare | Rețea de crăpături poligonale în gips sau marne gipsifere | sl, st, al |
| | Deformări ale laminelor sub limita/deasupra cristalelor tip sabie | Curbări ale laminelor sub limita/deasupra cristalelor tip sabie | sl, sa, cl, st, sk |
| | Structuri de încărcare tip conuri de nucleere | Deformarea laminelor sub acumulările selenitice; unflături la baza acumulărilor selenitice | sz, sa, sl, cl |
| | Cristale rupte | Cristale fracturate și rupte cu fragmentele deplasate | sa, sk, sl, st |
| | Laminații convolute | Grupuri de lamine deformate, la care deformarea se estompează în partea superioară, nedeformate sau erodate la partea superioară de lamine | ga+gp, la |
| | Structuri de încărcare | Deformarea suprafețelor limită ale gipsurilor și ale marnelor gipsifere | la |

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

*Tabelul 2.18 (continuare)*

| | | | |
|---|---|---|---|
| **Biotice** | Laminite cianobacteriene | Laminații paralele, orizontale sau ondulate; alternarea laminelor: gips, marne gipsifere bogate în substanță organică și carbonați | st, sl, la, al, no, fl, gp, gr |
| | Stromatolite domale | Grupuri de lamine gipsifere: albe – microcristaline și cenușii – granulare, deformate sub formă de dom | st, sl, al, la, cl |
| | Stromatolite columnare | Structuri cilindrice în secțiune verticală, iar în secțiune transversală circulare; lamine rectangulare sau convexe | st, sl |
| | Stromatolite ramificate | Ramificări paralele columnare | st |
| | Stromatolite columnare coalescente | Două coloane acoperite de o lamină convexă | st |
| **Diagenetice** | Noduli | Noduli izolați, sub formă sferică sau elipsoidală, dispuși într-o matrice | sec, no, al, sl, st, gr, ga |
| | Mozaic și noduli mozaicați | Agregate de noduli sulfatici | no, sec, st, sl, al, gr |
| | Noduli mozaicați, în strate | Noduli gipsiferi elongați, dispuși în strate | no, al, sec, st, sl |
| | Noduli mozaicați, deranjați (enterolitic) | Agregate și strate de noduli sulfatici, împachetați strâns și puternic deformați | sec |
| | Cristale corodate | Cristale cu suprafețe neregulate | sa, sk, sz, sl, st, cl, gr |
| | Rozete de cristale prismatice | Agregate anhidritice prismatice, radiare sau haotice | la, sec, st, al, sl, sa, sk |
| | Pseudomorfoze după cristale de gips | Pseudomorfoze după gips, constituite din calcit, anhidrit și gips secundar | sec, sz, st, la, no |
| | Pseudomorfoze după cristale de halit | Pseudomorfoze de gips cu aspect de ciment | la, fl, st |

*Litofaciesuri*: **sz** – gips selenitic; **sa** – gips tip sabie; **sk** – gips scheletal; **al** – gips alabastrin; **sl** – gips laminat, cu intercalații de selenite; **st** – gips stromatoloitic; **cl** – gips masiv cu intraclaste; **la** – gips laminat; **fl** – gips cu structuri flaser; **no** – gips nodular; **gp** – gipsopelite; **ga** – gipsarenite; **gr** – gipsorudite; **sec** – gips secundar.

BCU Cluj / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

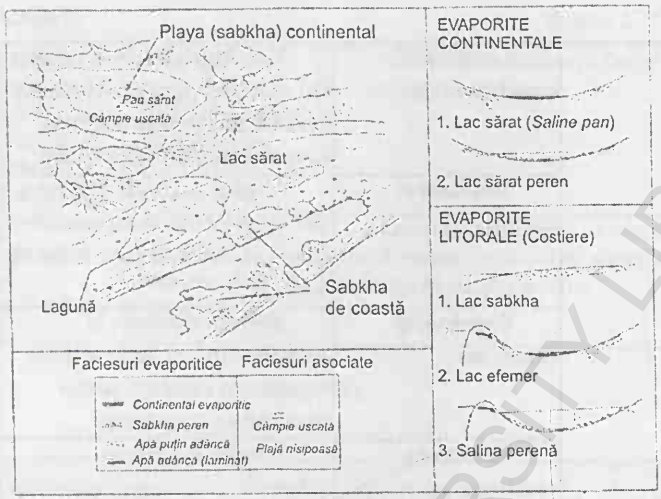



Fig. 2.138. Principalele faciesuri evaporitice ambientale (după Kendall, 1992).

### Asociații litologice; arhitecturi specifice

În suitele sedimentare cu evaporite, faciesurile minerlaogice enunțate îmbracă aspecte structurale diferite şi se asociază, frecvent, cu faciesuri clastice sau carbonatice. Asociațiile mineralogice şi structurale capătă, frecvent, aspecte ritmice sau nodulare.

*Faciesuri sulfatice – anhidritice şi gipsifere*

**Structofaciesuri primare ritmice.** Corpurile tabulare cu structură stratificată ritmică reprezintă o caracteristică comună atât pentru evaporitele gipsifere, cât şi pentru cele anhidritice. Ritmurile sunt alcătuite din secvențe milimetrice cu mineralogie diferită:

– gips granoclasat–gips secundar–argilă;
– gips–anhidrit;
– gips–marnă;
– anhidrit–calcit;
– anhidrit–gips–halit;
– anhidrit–gips–substanță organică.

Secvențele gipsifere continue sunt alcătuite din agregate microcristaline cu tendință de granoclasare inversă (diametrul cristalelor crește din baza laminei spre partea ei superioară, de la 0,01 mm la 0,15–0,20 mm), iar cele anhidritice, din cristale tabulare dispuse paralel cu suprafața de stratificație (fig. 2.139). Secvențele nesulfatice sunt şi ele continue şi urmăresc îndeaproape suprafața laminelor de gips sau anhidrit; grosimea lor se menține milimetrică.

În unele depozite stratificate, succesiunea laminelor ritmice este întreruptă de nivele masive cu gipsuri clastice, resedimentate.

BCU "ASTRA" CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

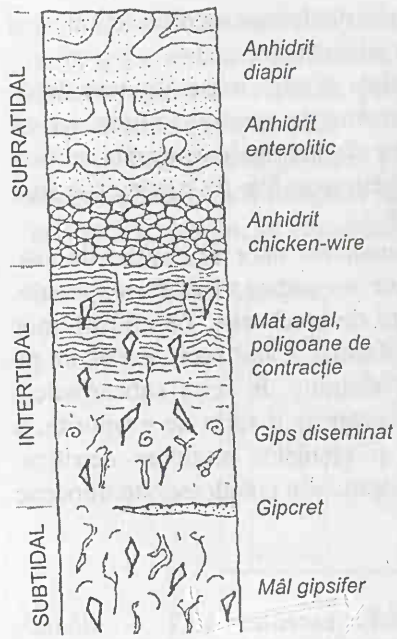



Fig. 2.139. Secvențe gipsifere depoziționale în mediul de apă puțin adâncă (după Kendall, 1992).

**Structofaciesurile secundare** în depozitele gipsifere îmbracă diferite aspecte particulare, dintre care porfiroblastele, agregatele zaharoide și diaclazele sunt cele mai frecvente. Spațial, aceste structuri sunt caracteristice sedimentelor apropiate de suprafață și se datoresc, mai ales, proceselor de hidratare a anhidritului.

Porfiroblastele de gips apar sub formă de agregate larg cristalizate, în care cristale mari de gips, maclate în coadă de rândunică, includ, ca relicte, granule corodate de anhidrit. Sunt descrise în multe depozite asociate rocilor carbonatice (în Platforma Moesică etc.).

Gipsul zaharoid aparținând varietății *alabastru* prezintă structuri nodulare generate de gonflarea, prin hidratare, a anhidritului sau, când este interstratificat cu argilă, prezintă structuri *enterolitice,* de cutare strânsă, datorită modificării de volum (ex. gipsurile de Perchiu, din avanfosa carpatică).

Diaclazele cu gips prismatic depus transversal pe pereții fisurilor sunt frecvente în depozitele evaporitice sulfatice și ilustrează marea mobilitate a acestor minerale. Unele situații sunt privite ca provenind din transformarea unui anhidrit fibros, iar altele ca produse de depunere primară, direct din soluții cu exces de sulfat de calciu.

Anhidritul secundar apare cu preponderență la adâncimi de ordinul sutelor de metri sub suprafața de aflorare a sedimentelor și rocilor cu care se asociază evaporitele respective, în special, în calcare și epiclastite. Formele structurale sub care apar sunt:

– noduli masivi de culoare albă sau translucidă;

– interstițial, de cristale clare, care depășind spațiul porilor în care-și încep germinarea includ marginal carbonați sau claste din roca în care se dezvoltă;

– produse de substituție a gipsului sau bioclastelor;

– de anhidrit regenerat epigenetic, adesea idiomorf, alungit și cu multe impurități.

### *Faciesuri halitice*

Sarea, acumulată în strate cu grosimi mult mai mari decât gipsul și anhidritul, prezintă texturi mediu și larg cristaline în care cristalele au contacte suturale sau liniare și prezintă numeroase incluziuni, lichide, solide sau gazoase. Structura de ansamblu a acumulărilor de halit poate fi masivă, omogenă, stratificată sau ritmică și, nu de puține ori, brecioasă.

BCU IAȘI / ETHAL UNIVERSITY LIBRARY

Depozitele stratificate sunt alcătuite din alternanțe de sare de diferite culori și secvențe siltice sau pelitice de material argilos sau siliciclastic.

Structurile ritmice reprezintă alternanțe regulate și numeroase ale unor duble secvențe: niveluri centimetrice de halit laminar, urmate de niveluri milimetrice de anhidrit. Ele reprezintă o caracteristică pentru multe zăcăminte de evaporite, printre care și renumitul Zechestein german (Permian). Unele suprafețe de stratificație sunt însoțite de crăpături de uscare, cu formă poligonală.

Structuri brecioase au fost semnalate în vecinătatea unor acumulări de sare impură și constituie fie efecte ale unor presiuni secundare, intraformaționale, exercitate asupra depozitelor de halit cu intercalații de epiclastite, fie efectul unor dizolvări selective urmate de „colaps" și curgere plastică. Când sunt dezvoltate pe zeci de km, structurile brecioase apar controlate tectonic. În zona subcarpatică, formațiunea cu astfel de structuri, care însoțește corpurile diapire de evaporite, a fost denumită *brecia sării* și cuprinde blocuri și elemente angulare detritice, carbonatice, metamorfice, eruptive, transportate tectonic din conglomerate miocene și premiocene.

*Faciesul sărurilor delicvescente*

Depozitele de săruri de K și Mg (delicvescente: KCl – *silvină*, $MgCl_2KCl6H_2O$ – *carnalit*, $KClMgSO_4\ 3H_2O$ – *kainit*, $MgSO_4H_2O$ – *kieserit*, $2CaSO_4MgSO_4K_2SO_42H_2O$ – *polihalit*, $MgCl_26H_2O$ – *bischofit*), situate adesea în partea terminală a unor cicluri evaporitice, ating grosimi mici, de ordinul zecilor de metri și se prezintă sub forma unor aglomerări masive, poliminerale, afectate de numeroase structuri secundare, de dizolvare, deshidratare și recristalizare. De foarte multe ori, structurile primare sunt șterse. Sărurile de la Târgu Ocna – Găleanu (Carpații Orientali) reprezintă unicul exemplu în țara noastră.

* * *

**Procese petrogenetice**

Marea diversitate a structurilor evaporitice, începând cu cele ritmice și nodulare și terminând cu acumulările crustiforme de tip *solcret* și *gipcret*, nu poate fi explicată printr-un singur mecanism petrogenetic, iar cadrul natural de acumulare a lor nu poate fi redus la un singur domeniu de sedimentare, cel lagunar (*lagoons*).

**Petrogeneza structurilor ritmice.** Formarea evaporitelor stratificate, cu structuri ritmice evidente, determinate de alternanța unor cupluri minerale, foarte numeroase și constante, pe suprafețe mari (ex. Bazinul Delaware, 260 000 de ritmuri, pe sute de $km^2$), s-a aflat sub controlul unor cauze ciclice. Se admite că ele s-au acumulat în ape puțin adânci, sub nivelul de bază al valurilor, în medii liniștite, în care nu a fost perturbată structura suprafeței de strat – în cazul acesta întotdeauna plană – și mereu în condițiile unor schimbări sezoniere ale regimului chimic și termic al apelor respective.

BCU IAȘI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Granoclasarea din depozitele sulfatice (cuplurile: *gips primar–gips secundar–pelit, gips–anhidrit–pelit*) este consecința separării mineralelor din ape a căror concentrație s-a modificat progresiv sub influența variațiilor climatice, în două etape distincte (fig. 2.140).

1. Precipitarea gipsului primar, faneritic, într-un climat arid, cald, urmată, în timpul concentrării soluțiilor la temperaturi mai ridicate, de creşterea diametrului cristalelor şi, apoi, de depunerea anhidritului primar.

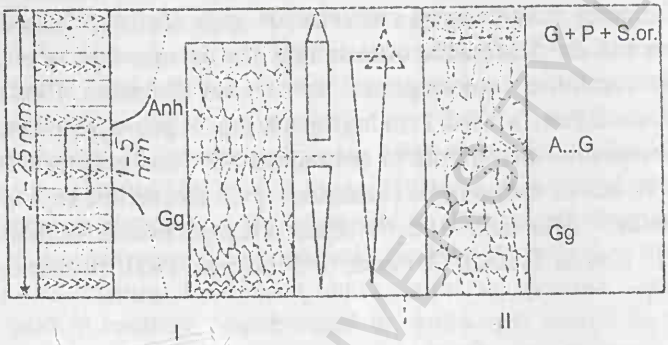



Fig. 2.140. Formarea structurilor ritmice alcătuite din cupluri anuale gips–anhidrit–argilă: Gg – gips granoclasat; Anh – anhidrit; P – detritus pelitic; S.or. – substanță organică.

2. Diluția soluțiilor prin aport de ape dulci, într-un regim climatic mai umed şi mai rece, având drept consecință: a) hidratarea anhidritului şi transformarea lui în gips secundar şi b) precipitarea, la partea superioară a litonului, a gipsului fin cristalizat, simultan cu material terigen, de regulă, pelitic, însoțit sau nu de substanță organică (de origine sapropelică şi reprezentând depuneri, tot sezoniere, de fitoplancton).

Caracterul monomineral al depozitelor evaporitice, în general, şi raportul relativ uniform (1:1) între halit şi gips în multe corpuri cu dezvoltare regională (cazul Delaware) sunt astăzi explicate (Blatt, 1983) prin mecanismul de „reflux evaporitic", o încercare de model petrogenetic general, cu trei stadii de evoluție: 1) aportul constant în bazin al apei de mare cu salinitate normală; 2) creşterea concentrației soluției peste limita salinității normale, prin evaporare constantă, într-un regim al bazinului considerat restrictiv; 3) pierderea unei părți din soluția devenită hipersalină fie prin infiltrare („reflux") în sedimente poroase subiacente, fie prin scurgere, în afara bazinului, sub pătura superficială cu apă normală care intră în bazin.

**Petrogeneza structurilor nodulare.** Gipsul şi anhidritul în special şi, mai rar, sarea gemă au structuri nodulare determinate de îngrămădirea compuşilor respectivi pe fondul unei mase fundamentale argiloase, carbonatice sau dolomitice.

BCU Cluj / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Căile de formare a acestor structuri sunt diverse, iar cunoașterea lor întărește principiul convergenței fenomenelor naturale, potrivit căruia mecanisme (procese) foarte diferite pot genera produse identice. Menționăm câteva dintre ele, desprinse din contextul observației petrografice asupra depozitelor de sulfați și sare gemă.

1. Cosedimentarea anhidritului și argilei, după Hazard (1940), prin depunerea unor mase aproape gelatinoase de anhidrit din ape mâloase, din care, simultan, se depuneau mâluri – ex.: Lacul Ferii, Arkansas (S.U.A.). Mecanismul nu explică, însă, lipsa impurităților de argilă din anhidrit.

2. Creșterea cristalelor și rozetelor de gips (selenit) în sedimente aluviale recente, însoțită de deplasarea materialului fin neconsolidat și evaporarea apelor vadoase în condițiile unei expuneri subaeriene (Murray, 1964) – ex.: zonele supratidale din laguna Madre. Prin îngropare, gipsul poate trece în anhidrit.

3. Precipitarea interstițială în sedimentele de fund neconsolidate, sub un corp de apă mobil, sau în sedimentele subaeriene, prin ascensiune capilară. Pe măsură ce cresc, „nodulele" (aglomerările) deformează și compactizează sedimentul neconsolidat din jur – ex.: Coasta Trucial, G. Persic (Whitington, 1961; Sherman, 1966).

* * *

Tipurile de secvențe care se pot întâlni sunt expresia directă a proceselor care le-au generat și ele reflectă, în mod obișnuit, alternanța proceselor chimice cu cele fizice sau biotice. De aceea, ritmicitatea este o caracteristică a multor faciesuri evaporitice.

Variațiile verticale de facies generate de succesiunea în timp a depunerilor clastice, carbonatice, evaporitice sau organice conduc la două modele distincte: în bazinele dominate de o sedimentare clastică și în care colmatarea este rapidă, simultan cu reducerea spațiului disponibil, apar secvențe cu tendințe prograde (CUS); în bazinele în care sedimentarea clastică este urmată de o sedimentare chimică și, respectiv, organică (sapropelică sau turboasă) secvențele au caracter retrograd (FUS) (Dean, Schwalb, 2002).

Cercetările din ultimii 20 de ani efectuate asupra sedimentelor actuale și a vechilor depozite de evaporite au conchis că există o mare diversitate de situații naturale în care se pot acumula aceste roci și că nu este o corespondență totală între ele. Căile de apariție a evaporitelor phanerozoice par mult mai complexe decât a celor actuale și ele pot fi integrate în mai multe modele de facies.

## Modele de facies

**Modelul bazinelor evaporitice deschise** (Sloos, 1953; Schmaltz, 1969). Îndeplinirea condiției de permanent acces al apelor marine în zona de evaporare se poate produce nu numai în lagune, ci chiar în mări deschise, în acele porțiuni ale acestora în care circulația apelor de profunzime este întreruptă față de largul mării

BCU IASI - CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

printr-o barieră şi evaporarea locală este superioară volumului de ape meteoritice sau de proveniență continentală care ajung aici. O circulație restrictivă se poate realiza prin bariere de recifi, situație foarte comună în bazinele actuale. Trebuie să se remarce că o asemenea situație asigură o mai bună comunicare cu oceanul, condiție indispensabilă desfăşurării continue a procesului de precipitare. Dacă asemenea zone de precipitare se găsesc în regiuni de subsidență, există posibilități şi mai largi de obținere a unor grosimi mari ale depozitelor.

În bazinele adânci, prin evaporarea apelor de la suprafață, apar modificări de salinitate şi se nasc, prin creşterea densității apelor, curenți descendenți care deplasează masele de apă superficiale spre zonele adânci (ale bazinelor) în spatele barelor. Ca urmare a modificărilor climatice şi tectonice care se produc în timp, bazinul trece printr-o evoluție polistadială (fig. 2.141). Astfel, prin procese succesive, se vor depune la început sedimente carbonatice (în „stadiul formativ"), iar apoi, sedimente cu sulfuri (în „stadiul euxinic"); când, prin omogenizarea apelor cu salinități diferite, se ajunge la o suprasaturație în săruri încep să se depună gips şi anhidrit (în „stadiul permanent") şi apoi halit şi săruri de potasiu şi magneziu (în „stadiul final"). Pe măsura desfăşurării unor astfel de procese, apa de mare proaspătă care intră în bazin se concentrează în săruri, spre marginile acestuia şi, din această cauză, sedimentele care se acumulează vor prezenta o zonare mineralogică, dată de distribuția concentrică a carbonaților, sulfaților şi halitului, în jurul barei submerse care separă bazinul de ocean.

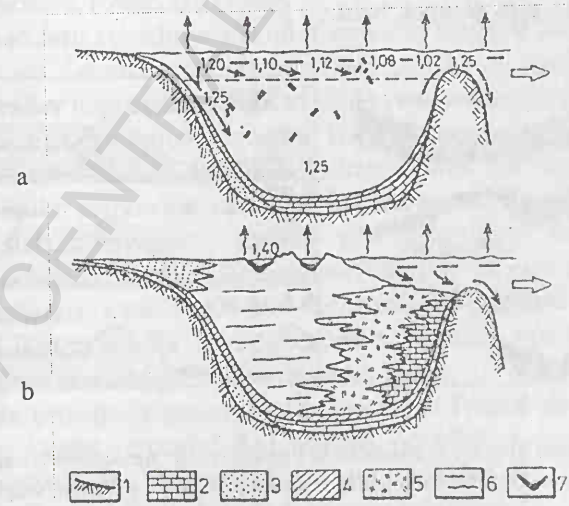



Fig. 2.141. Modelul formării evaporitelor în bazine evaporitice adânci (după Schmaltz, 1969): a – stadiul permanent; b – stadiul terminal; 1 – fundamentul bazinului; 2 – roci carbonatice; 3 – roci epiclastice; 4 – sedimente cu sulfuri; 5 – gips şi anhidrit; 6 – halit; 7 – săruri de potasiu; 1,02 – 1,40 – densitatea apei.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

O asemenea evoluție a bazinelor evaporitice adânci a fost sugerată de Schmaltz (1969) pentru a explica formarea depozitelor evaporitice din zonele Zechstein (Germania), Alberta (Canada) și Castilia (Spania).

**Modelul mediteranean** (*Deep desicated*) (Hsu, Cita, 1973). Forajele efectuate în sedimentele de pe fundul Mării Mediterane au permis identificarea, sub mâlurile pliocene, a unor nivele discontinue de evaporite de vârstă miocen superioară (Messinian). Grosimea lor variază de la 300 m la 2 000 m și ocupă, preferențial, partea centrală a unor bazinete separate de praguri adânci atât în vestul Mediteranei – bazinetul balearic – cât și în centrul și estul său – bazinetele tirenian, ionian și levantin. Compoziția lor cuprinde, în succesiune verticală și laterală (de la marginea fiecărui bazinet spre centrul său), acumulări de gips, halit și accidental alte săruri mai solubile. La partea superioară, evaporitele messiniene suportă mâluri pelagice considerate a se fi depus la o adâncime de 1 000 m.

Hsu și Cita (1973) – cercetători care au corelat și interpretat observațiile din foraje – au elaborat un model petrogenetic al bazinelor adânci secate (*Deep desicated*), potrivit căruia, la finele Miocenului, Bazinul Tethys ar fi fost izolat de Atlantic grație coliziunii mai accentuate dintre cele două plăci crustale limitrofe și ar fi intrat într-un regim de lac intracontinental – tip *playas* deșertic – plasat din punct de vedere climatic într-o zonă foarte aridă (fig. 2.142). Foarte repede, în cca 1 000 de ani, secarea lacului prin evaporare ar fi adus nivelul lui la 4 000 m (!) sub nivelul Oceanului Atlantic, pe măsură ce pe fundul lui se puteau precipita, în funcție de salinitate, gips și, apoi, halit.

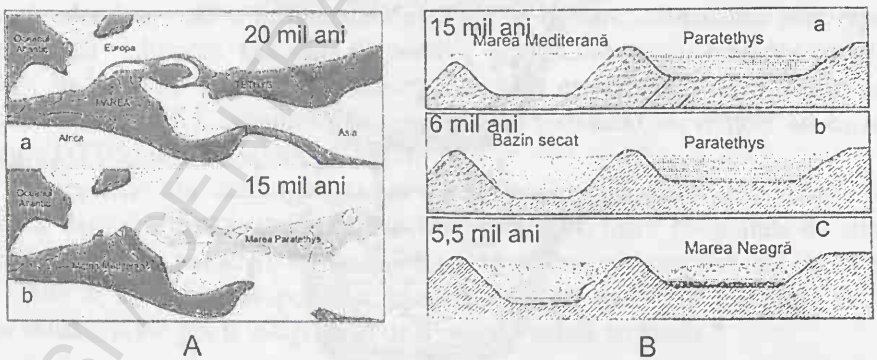



Fig. 2.142. Modelul formării evaporitelor în timpul „crizei" messiniene (*Deep desicated*) din Marea Mediterană; relațiile cu Oceanul Atlantic și Marea Neagră.

Legătura cu Oceanul Atlantic s-ar fi reluat acum 5 milioane de ani când foarte repede bazinul a fost umplut, iar sedimentarea pelagică pliocenă a permis conservarea nivelelor evaporitice acumulate anterior.

BCU IASI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Un astfel de model, ținând cont de suprafața Mării Mediterane și grosimea depozitelor precipitate, nu explică adâncimea pe care trebuia să o aibă bazinul. Din date experimentale a rezultat că din 1 000 m coloană de apă cu S = 35‰ rezultă 15,9 m evaporite, ceea ce ar trebui să conducă la concluzia că pentru a se putea acumula corpuri de evaporite cu grosimi de până la 2 000 m bazinul evaporitic ar fi trebuit să aibă o adâncime mult mai mare, de până la 100 km. Interpretarea pare mult exagerată și nu poate fi acceptată ca rezonabilă pentru adâncimea unui bazin de sedimentare din trecutul Pământului.

Alternativa acestui model, pentru a evita o astfel de exagerare, a fost dată de Fabricius și Heinemann (1978) în „modelul dinamic", care acceptă păstrarea legăturii dintre Atlantic și Tethys prin intermediul unui sistem de cascade care împrospătau periodic bazinul mediteranean pentru a balansa evaporarea severă necesară în precipitarea rapidă a sărurilor.

**Modelul „sabkha".** Rezultatele recente obținute din studiul sedimentelor tidale din unele zone de coastă afectate de maree au impus o nouă ipoteză care poate explica diversitatea morfologică și mineralogică a asociațiilor evaporitice (Shearman, 1966; Kinsman, 1969; Friedman, 1972; Handford, 1991).

Regiunile studiate, situate în zone cu climă caldă și aridă, în care precipitațiile sunt foarte reduse, iar evaporația este foarte intensă, au caracter de plaje deșertice (*dry flat*) și sunt cunoscute sub numele „sabkha".

Sedimentele din zonele de tip sabkha, care ocupă spații tidale sau supratidale, conțin frecvent sulfați și cloruri – în special gips și anhidrit – sub formă de porfiroblaste, nodule, rozete sau cruste.

Aceste asociații constituie efectul diagenezei timpurii asupra unor sedimente subaeriene în care, datorită evaporației intense, sunt create condițiile de concentrare în săruri a soluțiilor interstițiale și de circulație capilară ascendentă a lor.

Împrospătarea periodică a acestor soluții cu apă de mare asigură o sursă permanentă de săruri care, în momentul atingerii unor concentrații peste limita de saturație a soluțiilor respective, se depun. În felul acesta, în sedimente argilitice sau carbonatice, slab consolidate, „cresc" prin precipitare interstițială sau prin substituție (a dolomitului sau calcitului) porfiroblaste de gips și noduli de anhidrit; adesea, la suprafața unor asemenea sedimente se dezvoltă cruste evaporitice. Treptat, după îngroparea lor în sedimentele superioare, nou-formate, procesul se continuă, iar grosimea complexului evaporitic crește.

Astfel de procese se petrec astăzi pe coasta Trucial din Golful Persic și în Golful Mexic. Pentru teritoriul țării noastre, de pildă, se poate considera că au funcționat domenii de sedimentare de tip „sabkha" în timpul Eocenului și Miocenului, în Bazinul Transilvaniei și în zona subcarpatică.

**Modele petrogenetice continentale.** În ariile continentale din zonele deșertice aride și semiaride, formarea evaporitelor este posibilă în „bazinele endoreice" (sectoare fără scurgere), în care se instalează lacuri sărate (*saltpan*) sau

BCU "LUCIAN BLAGA" UNIVERSITY LIBRARY

pe marginea lor, la suprafața nisipurilor sau solurilor. Apele sărate pot proveni aici din afara bazinului, pot fi legate de izvoare termale asociate cu vulcanism sau se pot forma local, prin evaporare puternică; în acest ultim caz, chimismul lor, de regulă foarte variabil, reflectă natura geologică a substratului.

Mineralogia evaporitelor continentale este dominată de prezența carbonaților de sodiu (*shortit* și *trona*) și a sulfaților de sodiu (*mirabilit, thenardit, gaylussit, glauberit*), alături de care mai apar: *halit, gips* și, foarte rar, borați, nitrați și fosfați.

În lacurile sărate – Lop Nor – China, Great Salt Lake – S.U.A., Amara – România – sau în mări închise cu regim endoreic – Golful Kara Bugaz, Marea Moartă – evaporitele formează strate de grosimi centimetrice sau metrice, foarte rar de zeci de metri și sunt caracterizate prin zonalitate areală: sărurile mai puțin solubile apar pe marginile lacurilor, iar cele foarte solubile, în centrul lor. Prin cristalizarea completă a apei rămân „lacuri" uscate sau așa-zisele „salar" cu evaporite reziduale și frecvente poligoane de contracție la suprafața lor.

La suprafața sedimentelor deșertice din regiuni care se pot identifica cu sabkha continentală – de exemplu, în Kazakstan, Tibet, Afghanistan, Iran, Chile, Valea Morții (S.U.A.), Africa de Nord – se individualizează eflorescențe de săruri sau cimentări locale ca urmare a ascensiunii capilare a soluțiilor sărate din apropierea unor astfel de lacuri sau surse subterane. Pe solurile din aceleași regiuni, bine deschise în Orientul Mijlociu și Africa de Nord apar duricruste evaporitice alcătuite preponderent din gips sau sare gemă (*gipcret, salcret*).

**Depozite vechi; exemple clasice din lume**

Cele mai vechi minerale evaporitice în roci au fost datate ca având 3,5 miliarde de ani, iar momentele culminante de formare a unor depozite importante de sulfați de Ca, sare gemă și săruri de potasiu au fost stabilite în Precambrian, Permian, Triasic, Jurasic superior, Miocen și Pliocen, perioade care în evoluția Terrei au corespuns cu instalarea unui climat cald. Astăzi, formarea evaporitelor are loc în diferite medii, între paralelele de 25 –30° latitudine nordică și sudică, iar pentru trecutul Pământului determinările paleolatitudinilor în care se înscriau centurile evaporitice indică poziții de până la 55 –60° lat. N și S (fig. 2.143).

O dată îndeplinită condiția climatică, nașterea depozitelor evaporitice s-a putut manifesta în bazine intracratonice (de ex. bazinul Zechstein în Permian; bazinul Salina în Silurian – Devonian, S.U.A.; bazinul Amadeus în Precambrian, Australia), în bazine marginale epicratonice cu subsidență ridicată (bazinul Delaware, S.U.A., în Permian) sau în bazine de rift intracratonic (Marea Moartă, Triasicul din Marea Britanie, Grabenul Rinului), bazine intercratonice (Marea Roșie în Miocen) sau în bazine de coliziune (Marea Mediterană în Miocen, „criza" messiniană).

BCU CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Fig. 2.143. Răspândirea pe Glob a principalelor depozite de evaporite asociate zonelor de craton şi zonelor de orogen (după Warren, 2006).

Dintre formaţiunile vechi cu evaporite continentale, cea de Green River (Eocen) din vestul S.U.A. a fost foarte bine studiată. Astăzi, ea reprezintă o asociaţie de dolomicrite şi argile bituminoase, în care se intercalează peste 25 de strate de trona cu shortit şi halit, cu grosimi variabile (1–13 m) şi dezvoltări în suprafaţă de ordinul miilor de $km^2$.

Formaţiuni bine studiate şi care au oferit, în ultimul timp, repere pentru elaborarea unor modele de facies au vârste paleozoice, mezozoice şi neozoice. Astfel, Talbot şi Allen (*in fide*, Reading, 1996) sau Warren (1999) sintetizează trăsăturile sedimentologice ale următoarelor ocurenţe.

La nivelul Paleozoicului:

– Bazinul Est-Siberian (Cambrian);

– Bazinul Amazon (Permian), Bazinul Delaware – S.U.A. (Permian);

– Formaţiunea evaporitică Zechstein, Germania (Permian) (fig. 2.144).

La nivelul Mezozoicului:

– Bazinul Nord-Saharian (Triasic);

– Formaţiunile evaporitice din Bazinul Louann, Golful Mexic (Jurasic);

– Bazinul Oued Mya, Algeria (Cretacic).

La nivelul Neozoicului:

– „Green River Formation", evaporitic, Oligocen, Utah, Colorado (Tuttle, 1991);

– Lacurile cu sedimente oligocene-miocene din bazinul Ebro, Spania, evaporitic (Anadon, Cabrera, Kelts, 1991);

– Sedimentele evaporitice din Marea Roşie (Miocen).

BCU IAŞI - CENTRU UNIVERSITAR LIBRARY

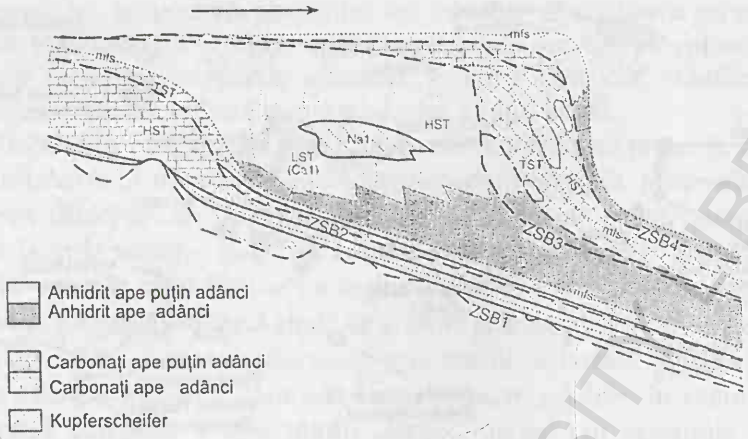



Fig. 2.144. Secvență verticală idealizată în Bazinul Zechstein (după Reading, 1996). LST– *low stand system tract*, TST – *transgressive system tract*, HST – *high stand system tract*, mfs – *maximum flooding surface*, SB – *sequence boundary*.

## Resurse minerale şi energetice; probleme ale mediului înconjurător

Dintre substanțele nemetalifere, halitul (*sarea gemă*), sulfații de calciu (*gips, anhidrit, alabastru*), sulfații de sodiu (*mirabilit, glauberit*), carbonatul de Na (*trona*), azotații de K (*salpetru de Chile*), borul (din borați – *borax, colemanit*) şi litiul (din *hectorit*), silicații de Na (*magadit, kanemit*) reprezintă faze minerale de importanță economică.

Utilizarea lor este extrem de diversă: în industria materialelor de construcție, în industria sticlei şi a ceramicii, ca materiale refractare, în industria alimentară, farmaceutică, în agricultură. Trona se exploatează din Formațiunea de Green River, iar silicații de Na, din Kenya. Din lacurile secate existente în deşertul Atacama (Chile) se exploatează salpetru.

Nu de puține ori halitele se asociază cu sulfuri metalice de Cu, Pb, Zn şi au un rol important în ecranarea acumulărilor de hidrocarburi lichide sau gazoase. Sunt binecunoscute depozitele cuprifere Donghuan (Mesoproterozoic) din China, Formațiunea Kupferscheifer de la Mansfeld (Permian) – Germania, Corocoro (Neozoic) – Bolivia sau cele plumbozincifere din Tunisia, Bou Grine (Cretacic), din Franța, Largentier (Triasic) şi din Peru, San Vicente (Triasic – Jurasic).

Solubilitatea mare a multora dintre evaporite impune condiții controlate de exploatare. Golurile mari care se formează în urma extracției prin dizolvare creează premise pentru surpări, alunecări de teren şi prăbuşiri (colaps), modificând sever mediul înconjurător şi provocând pagube însemnate. Cavernele create în urma exploatării sării de la Ocnele Mari (Vâlcea), din 2006, au generat prăbuşiri cu efecte dezastruoase în mediul înconjurător. De asemenea, deversarea unor lacuri sărate, situate deasupra masivelor evaporitice, poluează terenurile peste care ajung apele din ele; tot acestea pot modifica compoziția unor pânze freatice.

BCU "LUCIAN BLAGA" CLUJ-NAPOCA CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

**Repere sedimentologice; criterii de identificare**

• Lacurile din ariile deşertice, o parte din plajele litorale, lagunele din spatele unor bare litorale sau din mijlocul atolilor de corali alcătuiesc la suprafaţa scoarţei terestre microsisteme restrictive, sisteme evaporitice atipice, în care apele sunt sau pot deveni hipersaline; din ele precipită asociaţii de minerale evaporitice.

• Principalele faciesuri evaporitice şi, respectiv, procesele care le controlează sunt determinate de natura chimică a soluţiilor, salinitatea apelor, potenţialul redox şi *p*H-ul acestora, de contextul climatic şi tipul morfologic de bazin; în aceste bazine apele au un caracter stagnant.

• La diverse scări şi separate pe diverse criterii, faciesurile evaporitice sunt foarte variate fie ca urmare a diversităţii factorilor care (inter)acţionează, fie datorită diversităţii proceselor implicate – depoziţionale şi diagenetice (fig. 2.145).

• Faciesurile mineralogice sunt: gipsifere, anhidritice, halitice şi delicvescente.

• Faciesurile structurale (la scară mesoscopică) sunt ritmice şi nodulare (concreţionare). Evaporitele clastice cu structuri specifice depozitelor mecanice sunt, de asemenea, o realitate petrogenetică.

Faciesurile genetice larg răspândite sunt: de câmpie salină (*mudflat*), de apă puţin adâncă (*shallow-water*), de apă adâncă (*deep-water*) şi continentale, de regim uscat.

• Faciesurile-diagnostic pentru ambianţele costiere foarte puţin adânci şi de plajă aridă vor fi reprezentate de: agregate cristaline nodulare, cu gips, anhidrit (enterolitic, *chicken-wire*) şi dolomit (în *sabkha*); acumulări crustiforme, interstratificate cu cele laminate paralel şi/sau cu cele clastice (în cadrul *salinas*) sau cu maturi de cianobacterii (stromatolite) (în lagune); interstratificaţii de faciesuri evaporitice şi clastice (în *dry flat*). Suprafeţele de discontinuitate-diagnostic sunt marcate de crăpături de uscare, dizolvări, eroziune mecanică.

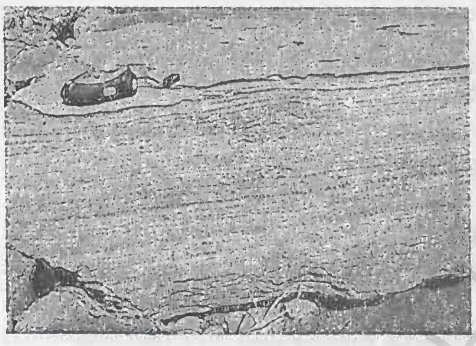
• În cadrul *bazinelor marginale*, cu caracter peren, sunt diagnostice faciesurile crustiforme, în alternanţă cu cele clastice, cu structuri tractive (în ambianţele mai puţin adânci); în cele mai adânci, interstratificaţiile cu maturi de cianobacterii şi cu faciesuri fine, non-evaporitice (clastice, carbonatice) sunt foarte frecvente şi specifice acestor medii; ele marchează perioade de salinitate scăzută. În cadrul secvenţelor sunt comune suprafeţe limită marcate de dizolvare, uneori de eroziune (în ambianţele mai puţin adânci) şi, uneori, de bioturbaţii şi nivele de peloide (în cele adânci).

• În *bazinele cu apă adâncă*, faciesurile-diagnostic vor fi reprezentate în părţile centrale de acumulări evaporitice stratificate paralel, în alternanţă cu acumulări non-evaporitice (siliciclastice, carbonatice); în părţile marginale sunt foarte comune interstratificaţiile cu depozite resedimentate gravitaţional (prin curgeri gravitaţionale, curenţi de turbiditate, alunecări gravitaţionale), asociate în secvenţe specifice.

BCU "MIHAI EMINESCU" LIBRARY

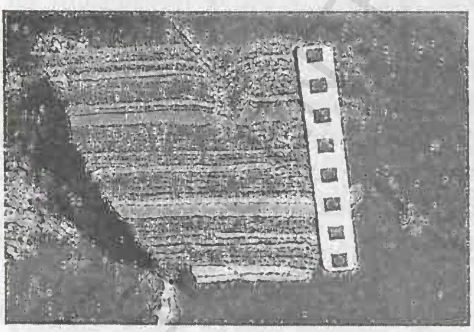
1. Cristale gigant de selenit–gips în formaţiunea evaporitică din Dealul Istriţa (foto N.Anastasiu).

2. Secţiuni bazale de selenit–gips în formaţiunea evaporitică din Dealul Istriţa (foto N.Anastasiu).

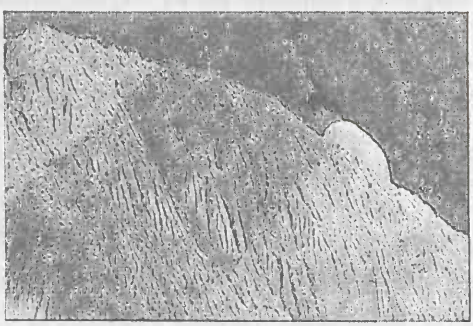


3. Ritmite gipsifere în formaţiunea evaporitică din valea Lupei, Prahova (foto N.Anastasiu).

4. Ritmite gipsifere în formaţiunea Delaware, SUA (foto Internet).



5. Ritmite gipsifere asimetrice în formaţiunea Delaware, SUA (foto Internet).



6. Nivele stratificate în masivul de sare de la Surani (foto N.Anastasiu).

Fig. 2.145. Structuri sedimentare în sisteme evaporitice.

• Pentru modelul continental, faciesurile-diagnostic sunt: agregatele cristaline nodulare şi acumulările de evaporite clastice (în timpul perioadelor de viitură) (în cadrul *saline flat*); interstratificaţiile de faciesuri evaporitice şi clastice (în *dry flat*); acumulările crustiforme (în *saltpan*), interstratificate cu faciesuri clastice, resedimentări (prin procese torenţiale). Suprafeţe-diagnostic: crăpături de uscare, de dizolvare, de eroziune.

• Faciesurile evaporitice au un pregnant caracter diagnostic şi, în analiza secvenţială, sunt utilizate ca markeri paleoclimatici sau în corelări litostratigrafice precise.

• Masele mari de evaporite au o comportare plastică şi, în regimuri tectonice active, pot căpăta un caracter diapir.

• Dintre substanţele nemetalifere, halitul (*sarea gemă*), sulfaţii de calciu (*gips* şi *anhidrit*), carbonatul de Na (*trona*), azotaţii de K (*salpetrul de Chile*), borul şi litiul, silicaţii de Na reprezintă faze minerale de importanţă economică.

## *SISTEME MARINE ŞI OCEANICE (APE PUŢIN ADÂNCI ŞI APE ADÂNCI)*

Importanţa domeniului marin–oceanic în înţelegerea şi reconstituirea istoriei Pământului rezidă nu numai din suprafaţa mare pe care acesta o ocupă pe Glob – anume 2/3 – dar şi din marea diversitate a produselor pe care acest domeniu le găzduieşte.

Având ca suport, în extremităţi, *margini continentale*, iar în părţile centrale, *cruste oceanice* şi suprapunându-se atât peste zone cu mişcări divergente ale plăcilor crustale, cât şi peste zone cu mişcări convergente, domeniul marin–oceanic va găzdui şi markeri geotectonici importanţi.

Sub suprafaţa mărilor şi oceanelor, la adâncimi mai mari de 40–50 m, relieful este la rândul său foarte variat: *platforme continentale* (şelfuri), *rampe*, *povârnişuri* şi *piemonturi continentale*, *câmpii abisale*, *dorsale* sau *cordiliere oceanice* (în lungul rifturilor) şi *fose* (în dreptul zonelor de subducţie).

Într-un astfel de cadru geologic, domeniile de sedimentare se circumscriu zonelor batimetrice. Vom aborda sistemul *neritic* (al apelor de mică adâncime) (suprapus şelfului şi rampelor), sistemul *batial* (corespunzător taluzului) şi sistemul *abisal* şi *hadal* (suprapus câmpiilor abisale şi foselor).

Procesele de sedimentare sunt controlate de *factori fizici* – curenţi marini, curgeri gravitaţionale şi curenţi de turbiditate, de *factori chimici*, care separă mediul anoxic (euxinic) de cel oxigenat şi determină, implicit, procese de autigeneză sulfidică sau oxidică, de *factori biotici*, cu concentrări de populaţii floristice şi faunistice, pelagice, nectonice şi/sau bentonice, generatoare atât de materie organică, cât şi de materie minerală (Si, Ca $P_2O_5$). Faciesurile sedimentare (marine şi oceanice) vor fi, astfel, foarte variate; ele vor înregistra fidel şi oscilaţiile nivelului eustatic, mişcările de subsidenţă a bazinelor şi, nu în ultimul rând, calitatea aportului clastic, extra- şi intrabazinal.

BCU "LUCIAN BLAGA" UNIVERSITY LIBRARY

Corpurile generate în bazinele marine și oceanice au dimensiuni mari atât ca grosime (conurile turbiditice), cât și ca extindere (sedimentele abisale cu noduli polimetalici). Multe din aceste corpuri reprezintă o rezervă potențială de minerale argiloase, oxizi și hidroxizi de fier și mangan, sulfuri polimetalice.

## 4.8. SISTEMUL NERITIC (SISTEMUL ȘELFULUI)

Domeniul neritic, suprapus platformei continentale (sau șelfului), este cuprins între zona litorală și extremitatea superioară a taluzului; ocupă 5,3% din suprafața Pământului și se extinde batimetric până la adâncimea de 200 m (fig. 2.146), acolo unde, în relieful submarin, se schițează o importantă ruptură de pantă. La scara Oceanului Planetar, are lățimi variabile, între 0,5 și 1 300 km și evoluează ca un mediu de sedimentare foarte divers, controlat de zone climatice foarte diferite (de la cald și umed la cald și arid sau rece). Înclinarea pantei este foarte mică, de 0° 7', cu gradienți având valori cuprinse între 1: 100 și 1: 700.

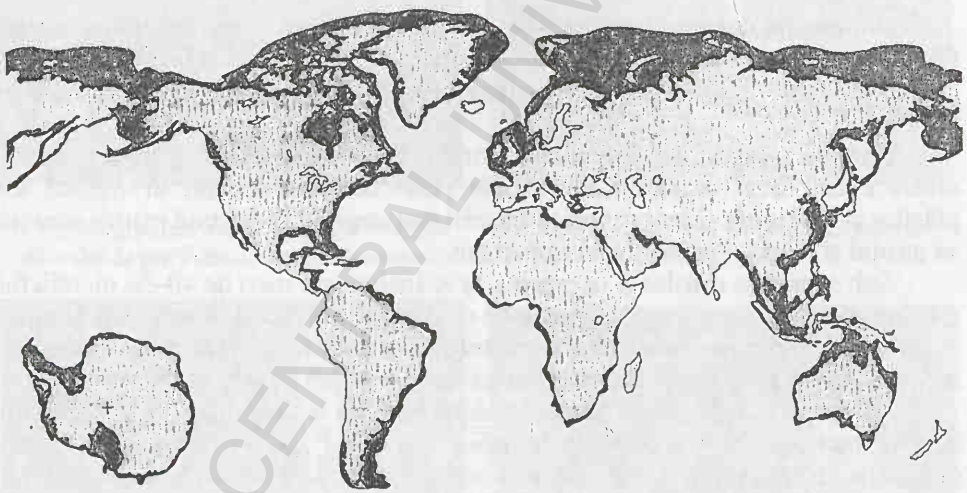


Fig. 2.146. Distribuția șelfurilor actuale – areale negre (după Johnson, Baldwin, 1996).

### Subsisteme

Criteriile de separare a subdomeniilor de sedimentare se vor reflecta în calitatea sedimentelor acumulate și în posibilitățile de corelare la scară globală. Astfel, avem în vedere diverse tipuri de șelfuri (fig. 2.147):

a) *după gradul de deschidere spre largul mării* (sau oceanului) (Heckel, 1972, în Davis, 1992):

BCU IAȘI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

– *şelf deschis* – în contact direct cu largul oceanului; corespunde cu *mările pericontinentale* (ex. şelful Oregon, şelful argentinian, Golful Guineei în Oceanul Atlantic; Golful Bengal, şelful nord-vest australian în Oceanul Indian; şelful peruan în Oceanul Pacific);

– *şelf barat* sau *închis* (*semiînchis*) faţă de ocean printr-un sistem insular; el suportă *mările epicontinentale* sau *epeirice* (ex. Marea Baltică, Marea Nordului, Marea Galbenă, Marea Japoniei);

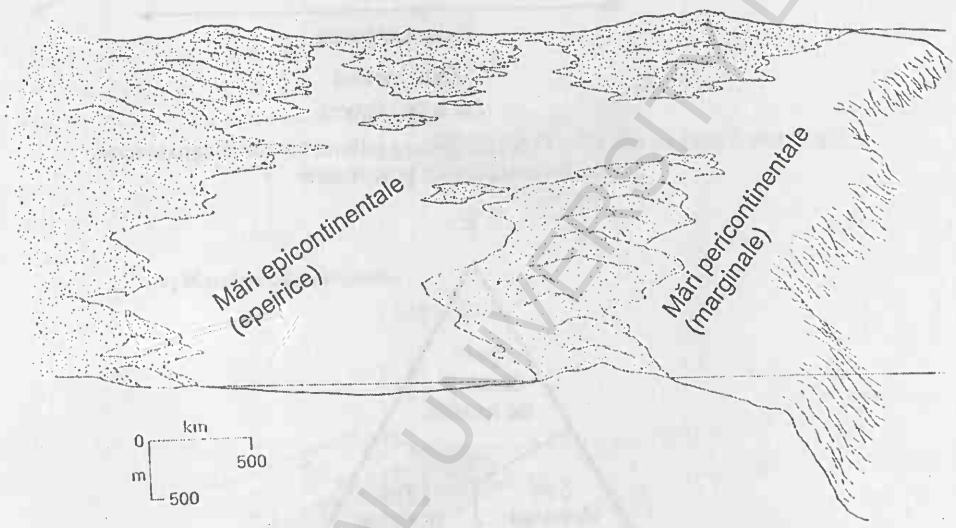



Fig. 2.147. Tipuri morfologice de mări de apă puţin adâncă: epicontinentale sau epeirice şi pericontinentale sau marginale (după Heckel, 1972, din Davis, 1992).

b) *după proximitatea faţă de zona costieră şi batimetrie* (fig. 2.148):

– *şef intern* (*upper offshore*), cu extindere până la adâncimea de 50–60 m; corespunde cu zona „subtidală" (sinonim: infralitoral şi circalitoral superior);

– *şelf extern* (*lower offshore*), care se dezvoltă până la pragul continental de 200 m adâncime şi se află sub influenţa curenţilor oceanici şi a curenţilor de densitate (geostrofici) (sinonim: circalitoral inferior);

c) *în funcţie de regimul hidrodinamic* (Johnson, Baldwin, 1996) (fig. 2.149):

– *şelfuri dominate de furtuni* (şelful Oregon – Washington, şelful Californiei, şelful Bering – zona de SE, Golful Mexic);

– *şelfuri dominate de valuri* (Marea Baltică, Golful Hudson);

– *şelfuri dominate de maree* (Golful Fundy, Canalul Cook, Golful Kusko-kokwim, German Bay, Canalul St. George, Canalul Mânecii (English Channel), Strâmtoarea Malacca, Marea Nordului, Marea Galbenă).

BCU IAŞI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

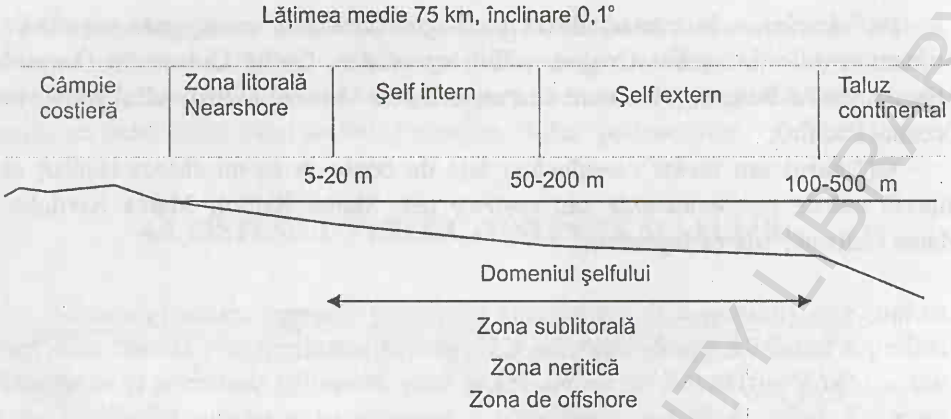



Fig. 2.148. Terminologia folosită pentru zonarea șelfului funcție de proximitatea față de domeniul costier și batimetrie.

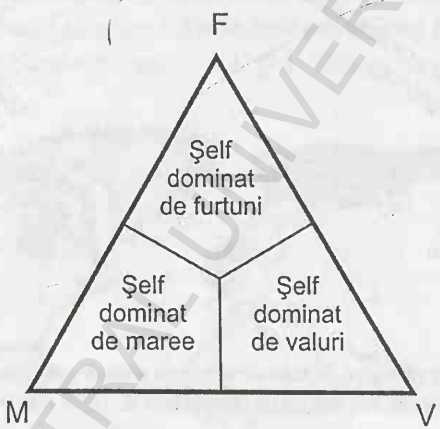



Fig. 2.149. Diagrama ternară în care se poate urmări separarea tipurilor de șelf funcție de regimul hidrodinamic: șelfuri dominate de furtună, valuri și maree (după Johnson, Baldwin, 1996).

d) *după poziția tectostructurală și dinamica crustei*, Swift și Thorne (1991) au separat trei tipuri de bazine sedimentare unde se pot dezvolta și evolua prismele de șelf (fig. 2.150):

– *șelfuri dezvoltate pe marginile pasive* (marginea de E a Americilor);

– *șelfuri situate în zona marginilor convergente în zonele de subducție* (marginea de V a Americilor);

– *șelfuri în bazinele de foreland.*

e) *după poziția climatică a șelfului* (temperatura aerului și a apei, cantitatea de precipitații și, implicit, salinitatea apelor) și după natura petrografică a sedimentelor acumulate:

– *șelfuri clastice* (ex. Marea Bering, Marea Ohotsk, Marea Nordului);

– *șelfuri carbonatice* (ex. Coasta Floridei, Golful Mexic, Arhipelagul Bahamas).

BCU CLUJ / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

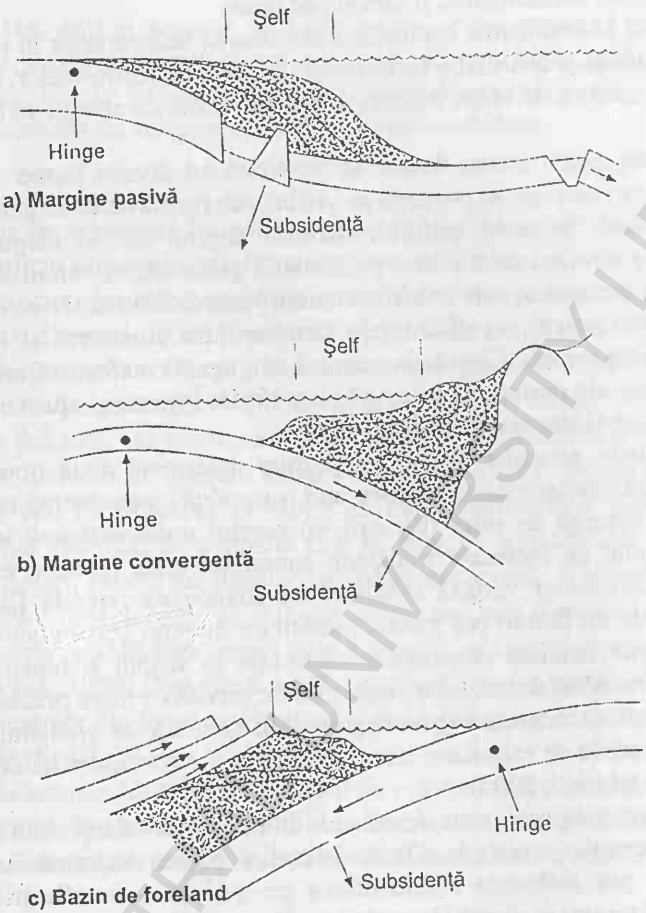



Fig. 2.150. Cadrul tectostructural al şelfurilor continentale: *hinge* – punct cu subsidenţă zero (după Swift, Thorne, 1991, din Johnson, Baldwin, 1996).

Fără să existe o delimitare clară a proceselor fizico-mecanice de cele chimice sau biotice, constatăm o deosebire mare între ceea ce numim şelfuri clastice şi şelfuri carbonatice; de aceea, în continuare le vom trata separat.

## 4.8.1. SISTEMUL ŞELFULUI CLASTIC

### Factorii sedimentării

Sectoarele cu ape puţin adânci din mări şi oceane primesc sedimente terigene ale căror faciesuri sunt determinate de principalii factori care acţionează în aceste spaţii şi pe care-i analizăm în continuare.

BCU IASI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

a) Regimul hidrodinamic și energia de bazin

Regimul hidrodinamic controlează deplasarea sedimentelor în bazin, amestecul acestora, formarea și distribuția faciesurilor (zonalitatea sedimentelor, anume: grosiere în zonele cu energie de bazin ridicată și fine în zonele cu energie redusă, în șelfurile distale).

Mișcarea apelor în zona de șelf se manifestă sub diverse forme.

– *Curenții mareici* se propagă pe șelfuri sub formă de unde generate în zonele oceanice adânci. În zona șelfului, mareele depind de: a) dispunerea maselor continentale exondate, care întrerup circulația generală; b) variațiile dimensionale ale mărilor și oceanelor, care modifică curenții mareici într-o serie de celule închise (sisteme *amfidromice*); c) diferențele termice între atmosferă și hidrosferă care determină starea vremii. Circulația mareică conjugată cu efectul Coriolis determină mișcări eliptice ale particulelor de apă pe șelfurile înguste și aproximativ circulare pe cele deschise (Johnson, Baldwin, 1996).

– *Mișcările generate de vânt și furtuni* determină două tipuri de procese: a) predominant oscilatorii (*oscillatory and wave drift*), care includ curenții paraleli cu țărmul și curenții de retur (tip *rip*); b) curenți *unidirecționali* induși de vânt, datorită stresului de forfecare transferat suprafeței apei. Direcția este deviată de către forța Coriolis și variază continuu cu adâncimea (spirala Ekman). Astfel, vânturi paralele cu țărmul pot genera curenți cu direcție perpendiculară pe acesta. Din acest motiv, analiza structurilor vectoriale în scopul stabilirii direcțiilor de paleocurenți în cadrul depozitelor vechi trebuie privită cu mare precauție.

– *Curenții de densitate* (*geostrofici*) sunt generați de gradienții de densitate funcție de variațiile de salinitate, temperatură sau ale concentrației de sedimente în suspensie (Ungureanu, 2005).

– *Curenții oceanici* sunt rezultatul diferenței de temperatură și salinitate dintre apele oceanice situate la diferite latitudini. Marea majoritate se află dincolo de țărm, dar pot influența sedimentarea pe șelf prin ramificații laterale (ex. Curentul Gulfstream) și variații laterale (ex. Curentul Florida) (Ungureanu, 2005).

b) Oscilațiile nivelului de bază

Mișcările eustatice, pozitive și negative, exprimate în timp geologic prin transgresiuni și regresiuni marine, condiționează modificarea poziției liniei țărmului, adâncimea de sedimentare și spațiul de acumulare a sedimentelor, aportul de material terigen (mai abundent și progresiv grosier în timpul unei regresiuni, mai slab și progresiv fin în timpul unei transgresiuni), mecanismele de acumulare ale acestuia și geometria corpurilor de sedimente. Astfel, se vor distinge:

– șelfuri de transgresiune;
– șelfuri de progradare;
– șelfuri de agradare.

c) Aportul de material

Natura petrografică a materialului detritic și volumul său determină, în final, configurația corpurilor de sedimente. Ratele de sedimentare sunt considerate mari

BCU IAȘI - CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

(>1 000 cm/1 000 ani) şi acoperă şelfurile interne din apropierea unor arii-sursă active şi înalte; ratele moderate şi scăzute (< 10–30 cm/1 000 ani) caracterizează şelfurile externe, distale; în timpul aportului masiv de material, dezvoltarea vieţii şi stabilitatea proceselor de autigeneză sunt perturbate (inhibate).

* * *

În funcţie de momentul formării, sedimentele şelfului pot fi *actuale* şi *relicte*. Sedimentele relicte sunt în dezechilibru faţă de condiţiile actuale de sedimentare, în sensul că s-au acumulat într-o perioadă anterioară, când nivelul mării era coborât (Johnson, 1919; Shepard, 1932; Emery, 1952, din Johnson, Baldwin, 1996). Astfel, şelful devine expus aerian, funcţionând ca o câmpie costieră. Râurile formează văi incizante, cu o sedimentare fluviatilă, iar la noua gură de vărsare au loc fenomene de progradare deltaică. De asemenea, în acest timp, progradează şi linia ţărmului. În plus, au loc procese de alterare subaeriană cu instalarea vegetaţiei şi formarea nivelurilor de sol. La ridicarea nivelului de bază, sedimentele nou-formate sunt acoperite parţial sau total de depozite fine de larg, cu semnificaţia unor depozite transgresive. Astfel, rezultă un amestec de sedimente actuale şi relicte. Sedimentele relicte, dacă sunt neprelucrate, se numesc *sedimente relicte propriu-zise,* iar dacă suferă procese de reprelucrare atunci sunt denumite *sedimente palimpseste* (Davis, 1992; Jipa, Vlad, 1998). Tot după acest criteriu, şelfurile pot fi *autohtone*, cu o sursă a sedimentelor din interiorul bazinului, şi *alohtone,* cu sedimente furnizate de ariile limitrofe (Swift, 1974).

Şelfurile actuale sunt în dezechilibru cu regimul hidraulic din cauza înălţării nivelului de bază în Holocen, care a avut ca efect o transgresiune foarte rapidă (fig. 2.151). Sedimentele relicte sunt cele mai abundente, având o proporţie mai mare de 50%.

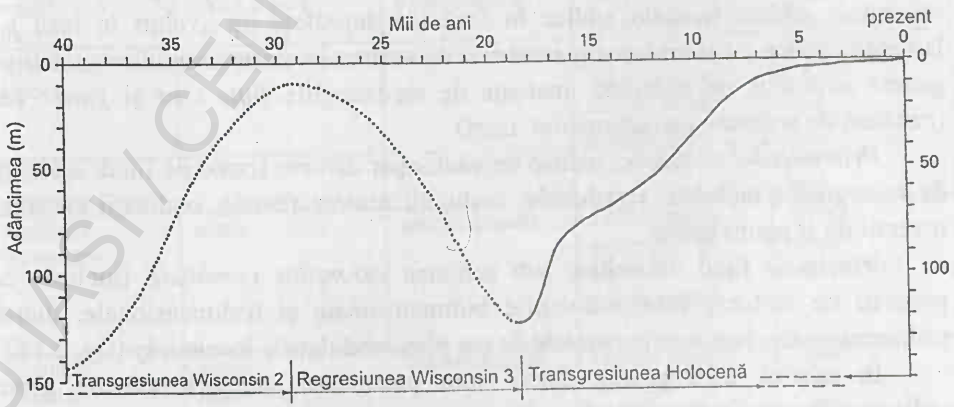



Fig. 2.151. Oscilaţiile nivelului mării în Pleistocen; se poate urmări profilul ascendent al transgresiunii holocene (după Curray, 1965, din Davis, 1992).

BCU IAŞI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

**Procese și produse; faciesuri-diagnostic**

*Procese fizico-mecanice*

Existența unor arii-sursă active în vecinătatea liniilor de țărm și, respectiv, a unor bazine hidrografice extinse creează premisele unui aport important de sedimente spre ambianțele neritice. Ajunse aici, sedimentele terigene vor fi prelucrate – transportate, sedimentate și resedimentate – prin intermediul curenților marini-oceanici, de suprafață sau de fund, uneori ai valurilor de furtună, iar spațiul disponibil lor va fi mărit sau restrâns, sub influența oscilațiilor de nivel ale mării sau oceanului.

Natura petrografică a ariilor-sursă va influența petrofaciesul sedimentelor; acesta poate fi cuarțos, feldspatic sau litic (dominat de fragmente de roci plutonice, vulcanice, metamorfice sau sedimentare).

Spectrul granulometric al sedimentelor este dominat de clasele arenitice în faciesurile proximale ale șelfului intern și de cele siltice-lutitice în faciesurile distale ale șelfului extern.

Structofaciesurile – de obicei, diferite pentru diversele granofaciesuri – rămân expresia factorilor și proceselor care le-au generat. Ele definesc atât relația volumetrică dintre claste în interiorul litonilor (prin structurile interne), cât și la suprafața acestora (prin „formele de fund").

În sedimentele de șelf, actuale și relicte, există o gamă variată de structuri generate de curenții unidirecționali, oscilatorii și combinați.

Prin *curenții unidirecționali,* în condițiile unui *regim de curgere inferior*, se formează laminații paralele și suprafețe cu pat plan, precum și laminații oblice cu ondulații asimetrice; în condițiile *regimului de curgere superior* apar laminații orizontale paralele (cu suprafețe tip „dune de tranziție" și pat plan), laminații orizontale, oblice frontale, oblice în fază (cu suprafețe tip „valuri în fază") și laminații oblice cu suprafețe tip antidune; de asemenea, curenții unidirecționali pot genera suprafețe de eroziune, marcate de mecanoglife *flute cast* și *gutter cast* (caneluri de eroziune de dimensiuni mari).

Prin *mișcări oscilante*, induse de vânt, apar diverse forme de fund: ondulații de rostogolire; ondulații rotaționale; ondulații postrotaționale; ondulații cu creste reversibile și paturi plane.

Formele de fund dezvoltate sub acțiunea *curenților combinați* (inclusiv cei generați de furtuni) sunt ondulațiile bidimensionale și tridimensionale, dunele tridimensionale, laminațiile paralele de pat plan, ondulațiile *hummocky* (fig. 2.152).

În tabelul 2.19 și fig. 2.153 sunt prezentate structuri comune pentru sedimentele actuale și relicte de șelf, cu mențiunea că acestea sunt întâlnite și în sistemul litoral sau estuarin.

BCU IAȘI - CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

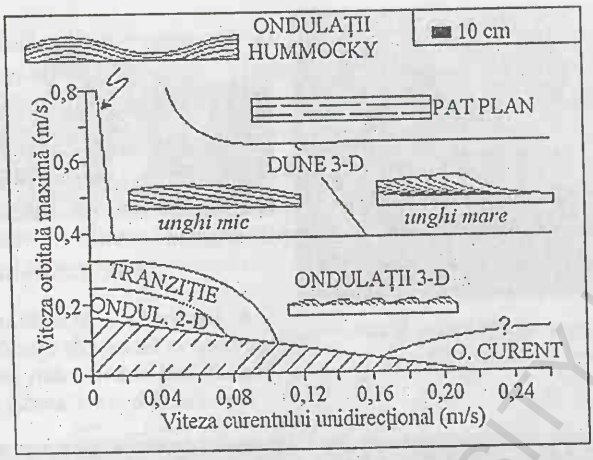



Fig. 2.152. Structurile interne şi formele de fund rezultate în urma curenţilor combinaţi; structurile din apropierea ordonatei sunt rezultatul curenţilor oscilanţi, iar cele din vecinătatea abcisei, curenţilor unidirecţionali (după Cheel 2005, din Miclăuş, 2006).

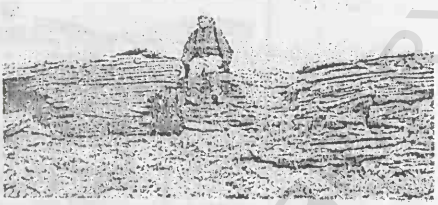
*Tabelul 2.19*

Structuri comune în sedimentele actuale şi relicte ale şelfurilor siliciclastice dominate de maree, valuri, furtuni şi curenţi. Parte din ele sunt specifice mediilor litorale sau estuarine

| Structuri-diagnostic | Granulometrie | Curenţi | Factori dominanţi | Mediul depoziţional |
|---|---|---|---|---|
| *hummocky cross stratification* | arenit | combinaţi | furtuni | *litoral şelf* |
| *swaley cross stratification* | arenit | combinaţi | furtuni | *litoral şelf* |
| *herring bone cross stratification* | arenit | unidirecţionali | curenţi mareici | *estuar şelf* |
| stratificaţie *flaser* | arenit şi lutit | unidirecţionali | curenţi mareici, valuri, furtuni | *estuar şelf* |
| stratificaţie lenticulară | lutit şi arenit | unidirecţionali | curenţi mareici, valuri, furtuni, curenţi marini geostrofici | *estuar litoral şelf* |
| ondulaţii simetrice | arenit | oscilatorii | valuri | *litoral şelf* |
| ondulaţii asimetrice | arenit | unidirecţionali | curenţi marini geostrofici şi mareici, valuri, furtuni | *litoral estuar şelf* |
| laminaţii paralele | arenit lutit silt | unidirecţionali | curenţi marini geostrofici şi mareici, valuri, furtuni | *litoral estuar şelf* |

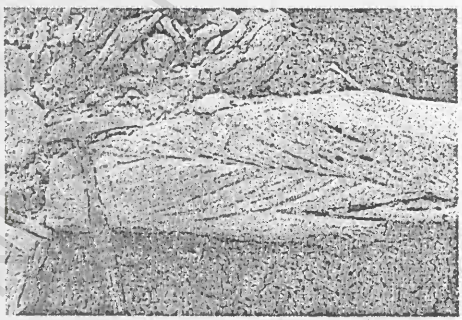
BCU IAŞI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

a. *Hummocky cross stratification,* limita *shoreface, offshore* (șelf).



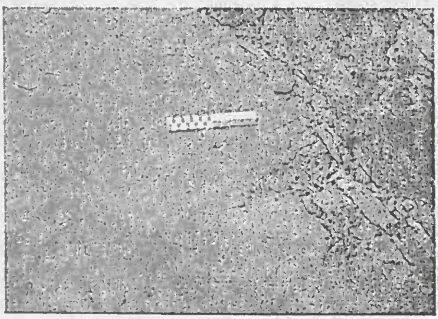
b. *Swaley Cross Stratification*, structură comună în faciesurile litorale de *shoreface.* Poate fi întâlnită în sedimente relicte de șelf. Cretacic, Alberta, Canada. Foto: Vârban.

c. *Gutter cast* la limita *shoreface, offshore* (șelf) Alberta, Canada, depozite cretacice, foto: Vârban.



d. Structuri cu laminație bidirecțională, *herring bone,* Curtis Formation, Jurassic, Utah, sursă: internet.

e. Ondulații de curent (top) și stratificatie planară (la bază), rezultate în urma curenților geostrofici pe șelf. Cretacic, Alberta, Canada, foto: Vârban.



f. Urmă fosilă *Zoophycos sp.,* în depozitele de șelf, Cretacic, Alberta, Canada, foto: Vârban.

Fig. 2.153. Faciesuri specifice șelfurilor siliciclastice.

BCU IAȘI - FONDUL CENTRAL UNIVERSITAR - LIBRARY

***Structuri-diagnostic generate de furtuni.*** Stratificaţia *hummocky* (*hummocky cross stratification* – HCS) este alcătuită din arenite, dispuse în seturi convexe (*hummocky strata*) şi concave (*swaley strata*), delimitate de suprafeţe cu aceeaşi morfologie (fig. 2.154). Laminele/stratele au înclinări de maxim 15°. Există 3 tipuri de suprafeţe de delimitare, de ordinele I–III. Suprafeţele de ordinul I delimitează coseturile, cele de ordinul II definesc seturile individuale, iar cele de ordinul III separă laminele. Structura este atribuită acţiunii combinate a mişcărilor oscilatorii şi unidirecţionale.

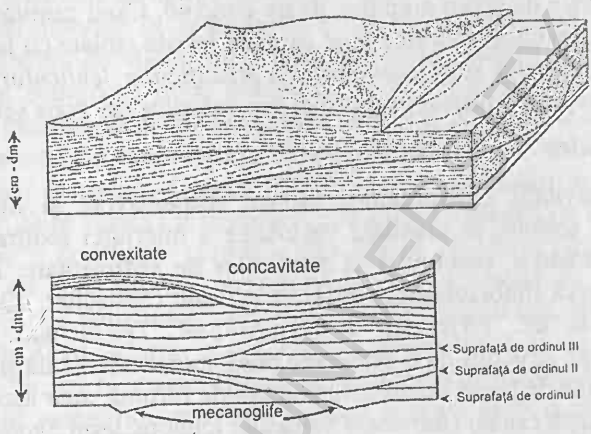



Fig. 2.154. *Hummocky cross stratification* (HCS) (după Miclăuş, 2006).

Structurile *swaley* (*swaley cross stratification* – SCS) sunt aproximativ similare cu cele tip *hummocky*, dar prezintă o înclinare mai mică a laminelor şi a seturilor de lamine interne până la 10° şi se conservă numai seturile concave (*swaley strata*) (fig. 2.155).

Fig. 2.155. *Swaley cross stratification* (SCS).

Structurile HCS şi SCS sunt caracteristice domeniul litoral şi tranziţiei litoral – şelf dominat de valuri şi furtuni.

***Structuri-diagnostic generate de curenţi mareici.*** Principalele structuri generate de maree sunt: stratificaţia *herring bone*, stratificaţia *flaser*/lenticulară; drapajele duble de lutit – *duble clay drapes*; *tidal bundles*. Multe dintre depozitele generate de curenţii mareici au fost atribuite domeniului şelfului. Faciesurile mareice de şelf diferă însă de cele costiere dominate mareic, deoarece sunt influenţate de

BCU IAŞI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

curenții mareici rotaționali, de furtuni și alte procese specifice șelfului, ex. bioturbații, și prezintă o ciclicitate flux/reflux mai puțin clară. În aceste condiții, diagnosticul de apartenență la domeniul șelfului trebuie precizat cu alte argumente.

Structurile *herring bone* sau „os de pește" sunt cupluri arenitice cu laminații oblice având înclinări opuse. Datorită intensităților diferite ale curenților de flux și reflux, rezultă ponderi diferite ale termenilor care formează cuplul mareic (Jipa, Vlad, 1998). Sunt tipice zonelor litorale intermareice, dar se pot forma și în corpurile nisipoase pe șelf sau se pot păstra în sedimentele relicte.

Structurile *flaser* sunt caracterizate de prezența unor lamine lutitice discontinue în depresiunile formate de seturi arenitice de tip concoid. Când cantitatea de lutit este mai mare, atunci unitățile arenitice apar ca niște lentile izolate cu laminații oblice. Structura este cunoscută sub denumirea de *stratificație lenticulară*. Se datoresc curenților unidirecționali marini geostrofici sau valurilor din zona șelfului.

*Procese biotice*

Urmele activității comunităților biotice suspensivore și litofage care se dezvoltă în zona șelfului în imediata vecinătate a interfației sediment – apă sunt indicatori ai batimetriei, precum și ai condițiilor de sedimentare. În sedimentele mâloase se conservă ihnofaciesul arhetipic *Cruziana* (Seilacher, 1962) cu diverse ihnogenuri, ca de ex. *Phycodes, Rizochorallium, Teichichnus, Crossopodia, Asteriacites.* Aceste structuri au o dispunere predominat orizontală și reflectă medii liniștite cu o energie de bazin scăzută. În condiții de furtună, apar asociații de specii oportuniste care sapă canale (*burrows*) verticale: ichnofaciesul *Skolithos* cu variate ichnogenuri: ex. *Skolithos, Diplocraterion, Arenicolites, Ophiomorpha.* În condiții anoxice, la adâncimi mai mari de îngropare, se formează structuri tip *Zoophycos* și *Chondrites* (fig. 2.156).

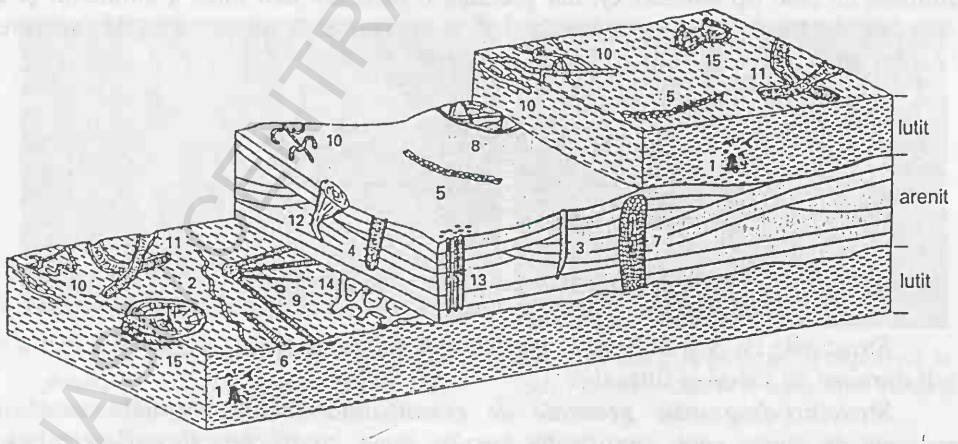



Fig. 2.156. Urme fosile tipice de șelf, în cadrul stratelor arenitice de furtună și al celor mâloase pre- și postfurtună: 1. *Chondrites,* 2. *Cochlichnus,* 3. *Cylindrichnus,* 4. *Diplocraterion,* 5. *Gyrochorte,* 6. *Muenstria,* 7. *Ophiomorpha,* 8. *Palaeophychus,* 9. *Phoebichnus,* 10. *Planolites,* 11. *Rizochorallium,* 12. *Rosselia,* 13. *Skholithos,* 14. *Thalassinoides,* 15. *Zoophychos* (după Ekdale, Bromely, Pemberton, 1984).

BCU IAȘI CENTRALA UNIVERSITARĂ

## Asociaţii litologice; arhitecturi specifice

Arhitectura corpurilor sedimentare clastice acumulate pe şelfuri şi secvenţele care le compun sunt expresia calităţilor granulometrice ale acestora şi a regimului hidrodinamic în care au fost create.

În şelfurile actuale se pot distinge mai multe tipuri de corpuri sedimentare, separate după granulometrie şi după natura regimului hidrodinamic care le-au generat.

### a. *Corpurile arenitice*

*Şelfurile dominate de maree* îmbracă o mare varietate geometrică.

a) *Corpuri mareice în umpluturile estuarelor*. Reprezintă corpuri nisipoase elongate, cu grosimi de 40–60 m, depuse în canale mareice şi estuare. La partea superioară sunt suprapuse dune hidraulice de dimensiuni mari, iar intercalat se găsesc ritmite mareice alcătuite din arenite subţiri şi lutite (*mud drapes*). În timpul transgresiunii aceste corpuri sunt abandonate distal.

b) *Corpuri nisipoase–bancuri (valuri–creste de nisip) active, asociate cu zonele litorale*. Sunt corpuri nisipoase active dispuse paralel cu linia ţărmului. Un exemplu clasic îl constituie corpurile din Marea Nordului (fig. 2.157a; 2.158). Sunt asociate cu zona litorală, având axele lungi orientate cu 20° oblic faţă de direcţia principală a curentului mareic. Au lungimi de 50 km, lăţimi de 1–3 km şi înălţimi de 10–50 m. Spaţiul dintre corpuri ajunge până la 12 km. Nisipul este sortat, mediu–fin, cu bioclaste diseminate şi interstratificaţii mâloase. În secţiune au profil ascuţit, asimetric, cu structuri oblice la scară mare şi cu valuri de nisip la partea superioară. Prelucrarea mareică, cu viteze mai mari de 50 cm/s, conduce la dispunerea oblică şi la divizarea acestor corpuri (fig. 2.157b).

c) *Valuri (creste) de nisip inactive pe de şelful distal*. Odată cu avansarea liniei ţărmului spre continent, corpurile nisipoase asociate iniţial liniei ţărmului devin abandonate şi inactive (*moribund ridges*), cu un profil rotunjit şi aplatizat (fig. 2.158).

d) *Pânze de nisip pe şelful deschis*. Unele corpuri nisipoase situate pe şelf nu sunt în relaţie cu sistemele costiere adiacente, dar sunt în echilibru cu curenţii mareici de pe şelfurile actuale.

Au extindere regională mare (mai mare de 100 km), în lungul curenţilor mareici. Pe direcţia de transport se poate distinge o zonalitate a formelor de fund care depinde şi de cantitatea de sediment transportat. În ciuda naturii complexe a regimului hidraulic, modelul de distribuţie a formelor de fund este calibrat cu viteza maximă a mareei de opoziţie.

Într-un model idealizat au fost separate 5 zone cu forme de fund diferite (Belderson *et al.*, 1982, în Johnson, Baldwin, 1996) (fig. 2.159):

– *Depresiuni erozionale şi valuri pietrişoase (furrows and gravel waves)*. Prezintă caracteristici erozionale de tipul depresiunilor (*scour hollow*). Au dimensiuni maxime de 150 km lungime, 5 km lăţime şi 150 m adâncime (*Hurd Deep Channel*). Caracteristicile construcţionale sunt rare, dar includ dune subacvatice ruditice (ex. 1 m înălţime şi 10 m lungime). Se formează la viteze ale curenţilor mareici mai mari de 150 cm/s.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

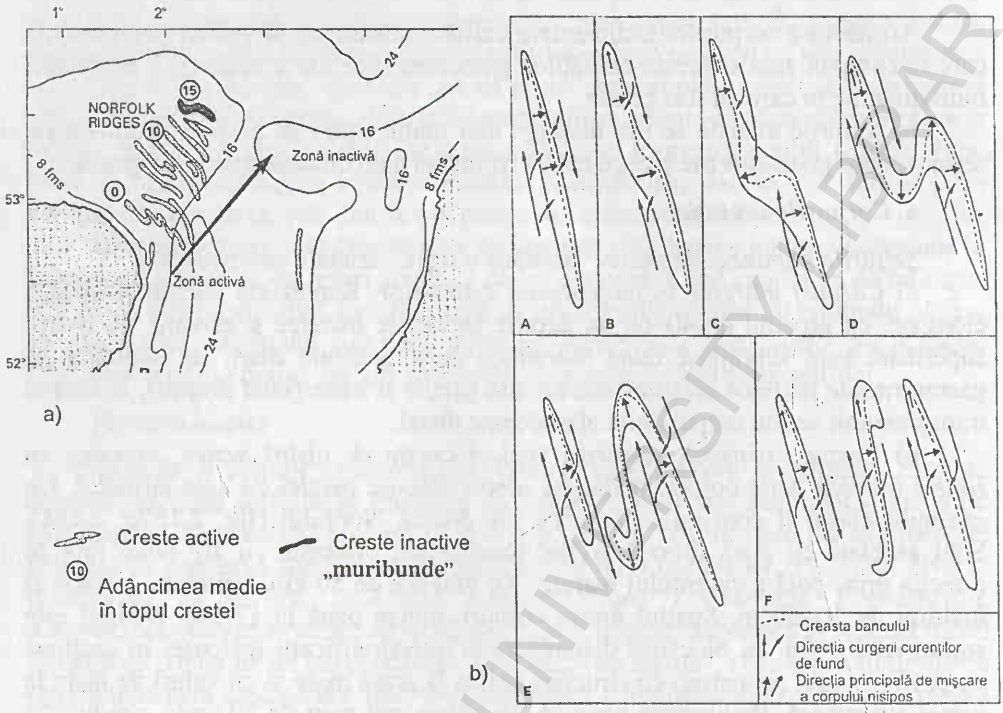



Fig. 2.157. Distribuția grupului de valuri de nisip în arealul sud-estic al Mării Nordului, Norfolk Ridges, ilustrând o secvență transgresivă, laterală, de la crestele parabolice active de *nearshore*, la cele inactive de *offshore* (a). Model de creștere și dezvoltare a valurilor de nisip mareice lineare (stadiile A – F) (b) (după Johnson, Baldwin, 1996).

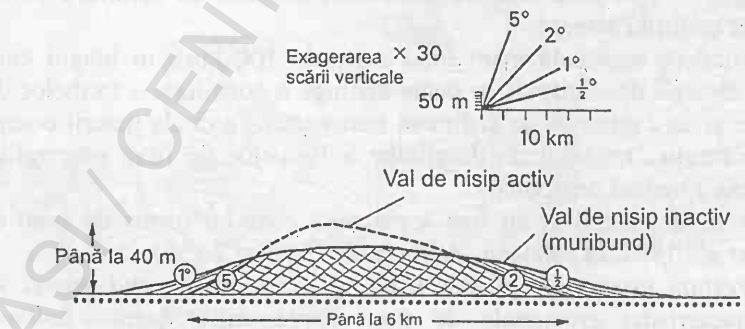



Fig. 2.158. Secțiune transversală printr-un val de nisip mareic cu evidențierea stadiului activ sau inactiv (muribund) de evoluție (după Belderson *et al.*, 1982, din Johnson, Baldwin, 1986).

BCU IAȘI / CENTRUL UNIVERSITAR

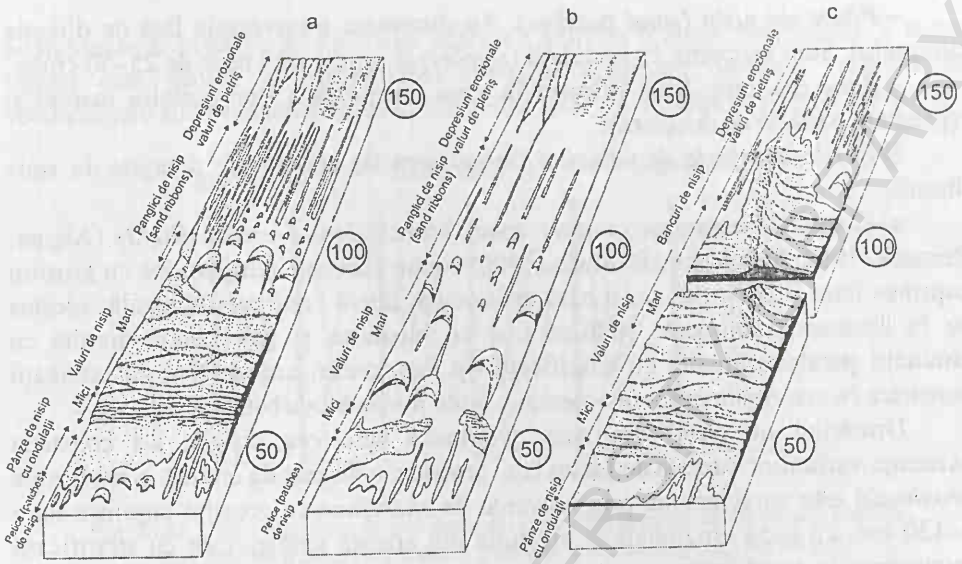



Fig. 2.159. Distribuţia formelor de fund pe şelf de-a lungul curenţilor mareici: a) model general; b) model cu aport mic de material detritic; c) model cu aport însemnat de material; cifrele reprezintă vitezele curenţilor mareici (după Johnson, Baldwin, 1996).

– *Cordoane (panglici) de nisip (sand ribbons).* Sunt forme semilunare, barcanoide, cu dimensiuni de 1 m grosime, 200 m lăţime, 15 km lungime, generate la o viteză a curenţilor mareici de 100 cm/s. La viteze mai mari au dispunere longitudinală.

– *Valuri de nisip (sand waves).* Sunt dune subacvatice de dimensiuni mari, care au crestele paralele cu direcţia curentului. Panta în curent este bine definită de cca 15°. Înălţimea ajunge la 1,5 m, iar lungimea de undă la 50–500 m. Structura internă este caracterizată de stratificaţie la scară mare care poate include o stratificaţie încrucişată la scară medie şi mică. Se formează la viteze mai mari de 60 cm/s (fig. 2.160).

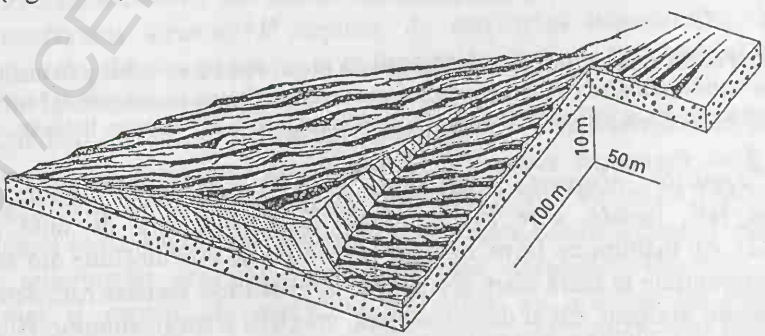



Fig. 2.160. Structura internă şi morfologia unui val de nisip actual (după date seismice) (după Berne *et al.*, 1991, din Johnson, Baldwin, 1996).

BCU IAŞI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

– *Pânze de nisip (sand patches).* Au dispunere transversală față de direcția curentului. Sunt acoperite cu ondulații (*ripples*) și sugerează viteze de 25–50 cm/s.

– *Zone mâloase.* Sunt formate în zona terminală a transportului mareic și reprezintă pânzele de decelerare.

*Șelfurile dominate de valuri și furtuni* sunt fie atașate, fie detașate de zona litorală.

a) *Corpurile nisipoase atașate zonei litorale* (ex. *German Bight*) (Aigner, Reineck, 1982, în Johnson, Baldwin, 1996) conțin secvențe tempestitice cu grosimi cuprinse între 0,2–3 m și au o bază erozională. Într-o configurație ideală, acestea au în alcătuire: sedimente ruditice fine cu bioclaste și galeți moi; arenite cu laminații paralele; arenite cu stratificații tip *hummocky*, arenite fine cu laminații simetrice *(wave ripple cross lamination)*; lutite intens bioturbate.

Urmărind un profil din zona proximală spre cea distală, s-a constatat existența variațiilor laterale de facies (ex. grosime, cantitate de arenit). Astfel, *zona proximală* este caracterizată prin secvențe de *shoreface* cu grosimi cuprinse între 5–130 cm, cu baza erozională și alcătuite din arenite amalgamate cu stratificații încrucișate la scară mare; *zona de tranziție* cuprinde strate nisipoase de furtună (secvențe tempestitice), cu o grosime maximă de 100 cm, cu terminații lutitice bioturbate; *zona distală* este predominant lutitică, având intercalații de strate tempestitice cu grosimi de 4–10 mm (fig. 2.161).

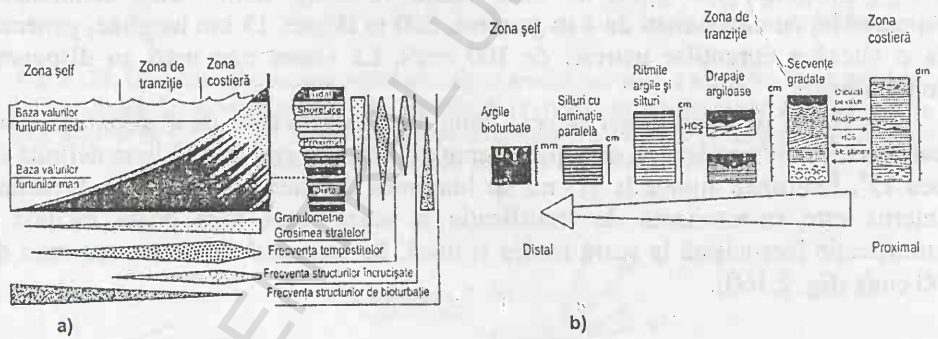



Fig. 2.161. Profilul proximal–distal al șelfului german Bight, dominat de valuri și furtuni: a) profil lateral și vertical, definind proximitatea față de zona costieră; b) variația laterală de facies într-o secvență tempestitică individuală (după Aigner, Reineck, 1982, din Johnson, Baldwin, 1996).

b) *Corpurile nisipoase detașate de zona litorală* sunt corpuri arenitice situate pe șelf, izolate, care fac un unghi de 25–45$^0$ față de linia țărmului (fig. 2.162). Au înălțimi de 10 m, lungimi de 2–4 km și sunt alcătuite din arenite cu structuri încrucișate la scară mare și secvențe tempestitice. Geneza este determinată atât de factorii autigeni, cât și de cei alogeni, specifici transgresiunilor. Nisipul din zona costieră este reprelucrat treptat prin intermediul curenților induși de vânt și furtună, formând „valuri" de nisip (*creste active*). În timpul transgresiunii, devin

abandonate şi inactive în zona mai adâncă a şelfului (creste „muribunde"). Acest model este similar cu dezvoltarea crestelor nisipoase mareice, criteriile de recunoaştere fiind prezenţa faciesurilor de furtună (ex. structuri de tip *hummocky*).

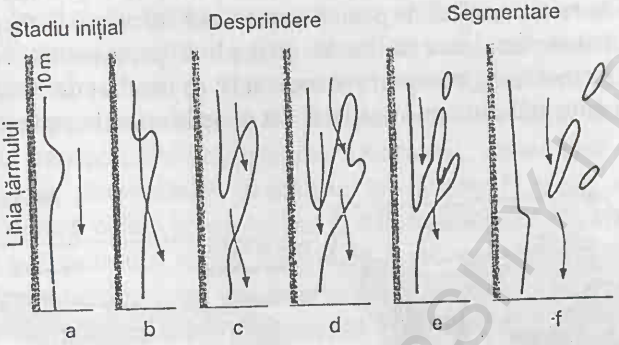



Fig. 2.162. Creste nisipoase de şelf, detaşate; reprezintă depozite de shoreface, costiere, care datorită transgresiunii devin izolate şi sunt supuse proceselor de şelf (după Field, 1980, din Johnson, Baldwin, 1996).

**b. *Corpurile lutitice***

Ocupă poziţii distale (cca 70% din arealul şelfurilor actuale). Sunt compuse din lutite şi, subordonat, silturi cu structuri laminate, masive şi bioturbate. Grosimile sunt variabile. Procesele responsabile de formarea lor sunt cele mecanice: eroziunea, transportul, depunerea, precum şi precipitarea unor minerale argiloase. Proveniența sedimentelor fine, în suspensie, este complexă (Johnson, Baldwin, 1996): a) au o sursă continentală ($7 \times 10^5$ t/an); b) provin de pe şelf, în cantitate mică şi cu variaţii sezoniere determinate de curenţii geostrofici, oceanici şi curenţii Eckman; c) sunt aduse de curenţi verticali ascendenţi *(up ward),* în cantitate mare pe şelfurile interne (sezonier); d) sunt aduse de curenţi verticali descendenţi *(down ward),* din stratul organic de la suprafaţă, în cantitate mică.

Conservarea structurilor depinde de activitatea biocenozelor şi factorii biotopului (ex. chimismul apelor şi sedimentelor, luminozitate, nivelul de oxigen, conţinutul în materie organică etc.).

Cele mai importante acumulări de sedimente lutitice sunt situate pe şelfurile din apropierea gurilor de vărsare ale fluviilor care transportă mult mâl (ex. Amazon, Huang He şi Chang Jiang). Prin intermediul curenţilor hipo-, homo- şi hiperpicnali se formează delte mâloase cu extindere bazinală mare. După depunere au loc reprelucrări prin intermediul valurilor, furtunilor, mareelor, curenţilor geostrofici şi marini; de asemenea, pot avea loc procese de resedimentare gravitaţională, de tipul alunecărilor şi deformărilor intraformaţionale (*slide, slump*).

De multe ori, sedimentarea mâlurilor este sezonieră (ex. din Marea Chinei, Oregon).

BCU IAŞI - CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Şelful Oregon din California de Nord este dominat de depozite lutitice (fig. 2.163). Grosimea acestora este variabilă, 10–40 cm. Lutitul este introdus prin intermediul gurilor de vărsare ale râului Columbia (11 000 000 $m^3$/an) şi este transportat de-a lungul şelfului pe trei căi: a) un strat de suprafaţă, sub forma unei pene de flotabilitate, determinat de poziţia termoclinei sezoniere (transport hipopicnal); b) un strat intermediar, asociat cu o picnoclină permanentă care corespunde nivelului unei termocline (transport mezopicnal); c) un strat de fund mai dens, care primeşte sedimente atât din zona costieră, cât şi de la stratele superioare.

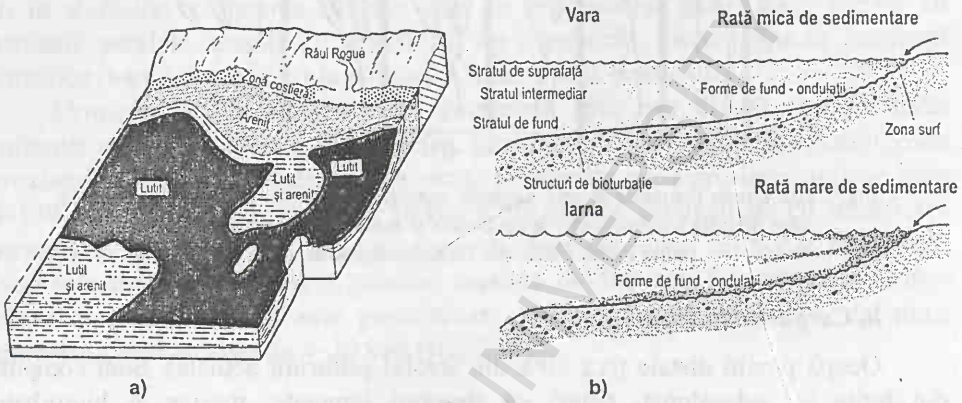



Fig. 2.163. Morfologia şelfului lutitic Oregon (a). Deplasare tractivă accentuată în timpul iernii datorită aportului mare de sediment din zona costieră şi acţiunii valurilor de furtună până la o adâncime de 125 m (b) (după Kulm *et al.*, 1975, din Johnson, Baldwin, 1994).

În timpul iernii, rata de sedimentare este mai mare. Transportul este determinat de furtuni care se fac simţite până la adâncimea de 125 m. Deplasarea sedimentelor pe fund se face prin intermediul curenţilor combinaţi unidirecţionali, prin procese tractive şi de suspensie care generează structuri şi secvenţe asemănătoare turbiditelor. Vara, când valurile nu sunt capabile de resuspensii, faciesurile mâloase sunt mai extinse, iar substratul arenitic este drapat cu mâl.

## Depozite vechi; exemple clasice din lume

Reconstituirea ambianţelor de şelf a fost posibilă pentru numeroase formaţiuni sedimentare (Davis Jr., 1992; Walker, James, 1992; Johnson, Baldwin, 1996).

*Formaţiunile Dakkovarre* şi *Gamasfjeel*, de vârstă precambrian superioară din Norvegia de Nord, constituie un exemplu clasic de depozite de bare şi canale mareice situate pe şelf.

Secvenţa Formaţiunii Dakkovarre începe cu depozite lutitice de şelf cu intercalaţii subţiri de arenite, membrul superior fiind argilos. Sedimentarea a continuat cu depozitele membrului superior ale gresiei cuarţoase, reprezentate prin

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

secvenţe CUS cu grosimi de 5–10 m, alcătuite din bare mareice distale în bază (lutite şi arenite cu ondulaţii de valuri simetrice şi asimetrice), iar la partea superioară, din depozite de bare mareice proximale (coseturi cu stratificaţie încrucişată la scară mare) (fig. 2.164).

Flancurile barelor nisipoase proximale au înclinări relativ mici spre bazin (NV cu 5–10°). Structurile planare indică direcţii de transport paralel sau oblic faţă de direcţia de dezvolare a barei şi sunt invariabil unidirecţionale, similare celor din crestele de nisip mareic actuale, care tind să păstreze doar o parte din structurile rezultate în urma transportului bidirecţional. Ocazional, aceste bare sunt tăiate de canale mareice care păstrează în structurile încrucişate la scară mare structuri generate de paleocurenţi bidirecţionali de flux şi reflux (*flood and ebb tide current*).

Corpurile nisipoase din partea superioară a secvenţei (Formaţiunea Gamasfjeell) sunt alcătuite predominant din bare mareice proximale cu megaondulaţii şi structuri interne încrucişate, unde se păstrează doar urmele curenţilor de reflux şi flancurile barelor înclină spre N.

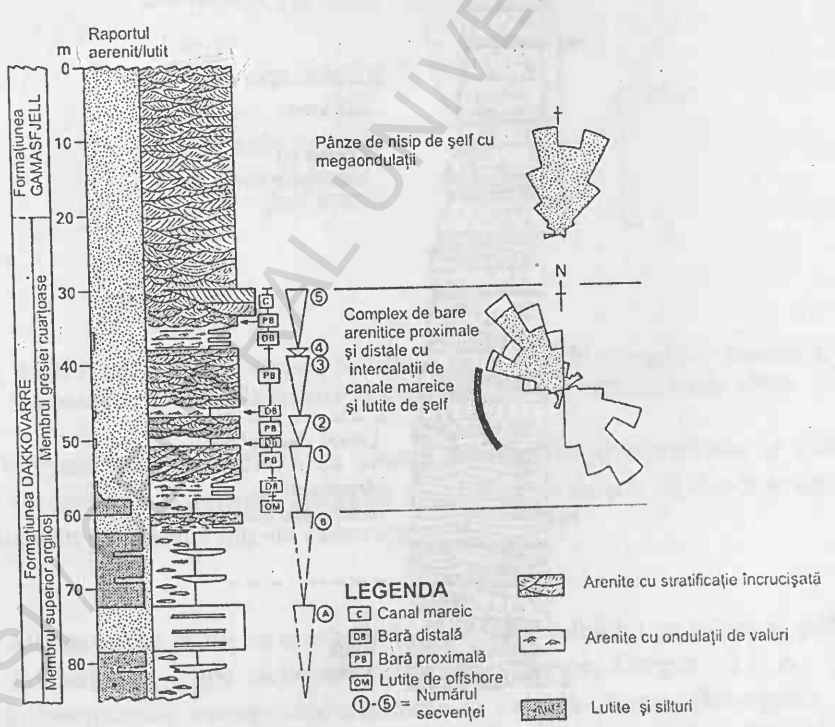



Fig. 2.164. Asociaţii verticale de facies şi direcţiile paleocurenţilor din formaţiunile Dakkovarre şi Gamasfjeel de vârstă precambrian superioară din Norvegia de Nord, interpretate în termenii barelor liniare proximale şi distale şi ai canalelor mareice (după Johnson, 1977, din Johnson, Baldwin, 1986).

*Formațiunea Cape Sebastian*, de vârstă cretacic superioară, din Oregon, S.U.A. (Bourgeois, 1980, din Davis Jr., 1992) reprezintă un exemplu de secvență transgresivă dominată de valuri și furtuni (fig. 2.165).

Succesiunea are o grosime de 200 m și prezintă în bază conglomerate care trec gradat spre gresii cu stratificație încucișată. Urmează gresii cu stratificație *hummocky* care, la partea superioară, au intercalate unități argiloase. La partea superioară a secvenței, cantitatea de argilă crește până devine predominantă. Trendul granulometric și stratonomic este de tip FUS și TnUS. Într-un cadru interpretativ, asociația reprezintă tranziția completă de la faciesuri de litoral, de plajă și *nearshore* la faciesuri de șelf intern și extern pe un fond transgresiv.

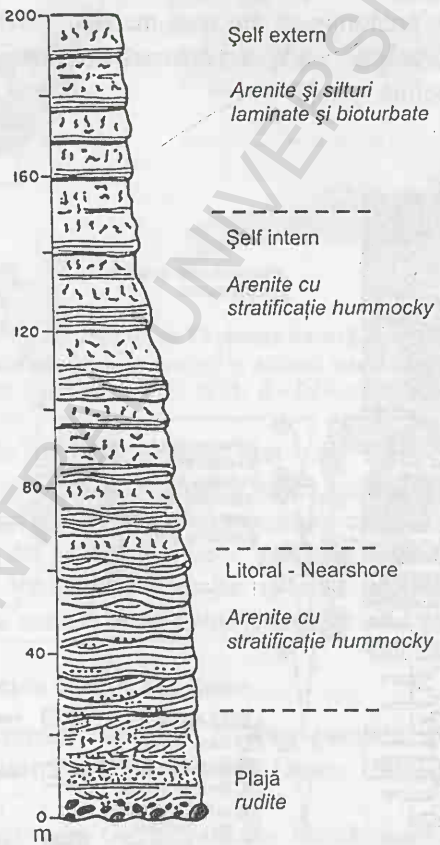



Fig. 2.165. Asociații verticale de facies ale Formațiunii Cape Sebastian, Cretacic superior, Oregon S.U.A., interpretate în termenii tranziției de la depozite de plajă la cele de șelf distal simultan cu tendințe transgresive (după Burgeois, 1980, din Davis, 1992).

BCU IASI / CENTRUL UNIVERSITAR LIBRARY

*Formaţiunea de Gallup*, de vârstă cretacic superioară, din New Mexico, S.U.A. (Tillman, 1985, din Davis, 1992) poate fi un exemplu sugestiv pentru *secvenţe regresive dominate de valuri şi furtuni*.

Grosimea suitei este de aproximativ 30–50 m. Ea începe, în bază, cu argile laminate paralel, cu structuri de bioturbaţie tip *Ophiomorpha* şi *Thalassinoides* şi intercalaţii grezoase subţiri, tipice pentru şelful intern. Urmează alternanţe de argile şi gresii cu stratificaţii *hummocky*, din ce în ce mai frecvente spre top (fig. 2.166).

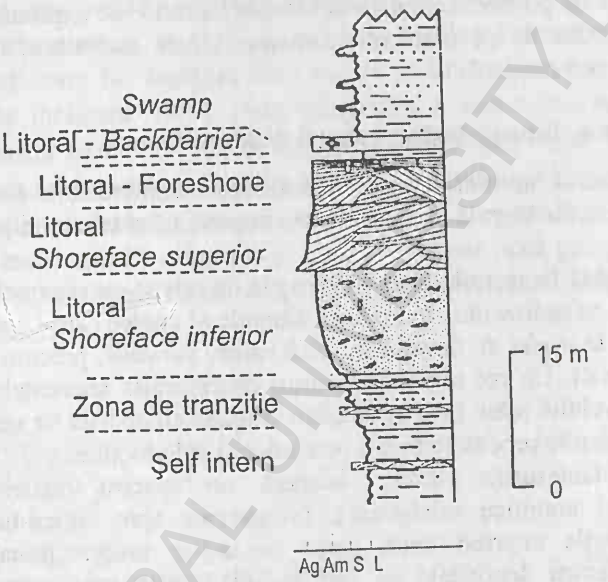



Fig. 2.166. Partea superioară a gresiei de Gallup, New Mexico, interpretată ca o tranziţie de la depozite de şelf intern la depozite de plajă (după Tillman, 1985, din Davis, 1992).

Megasecvenţa se încheie cu arenite cu stratificaţii încrucişate şi urme de valuri şi reprezintă o tranziţie completă de la depozite de şelf la depozite de plajă, formate prin progradare într-un cadru regresiv.

* * *

Alte depozite vechi reconstituite în termenii modelului de facies al şelfurilor sunt: Formaţiunea Cape Sebastian, Cretacic superior, Oregon, S.U.A., pentru modelul *secvenţelor transgresive dominate de valuri şi furtuni* (Bourgeois, 1980, din Davis Jr., 1992); Formaţiunea Jura Quartzite, Precambrian superior, din nord-vestul Scoţiei (Anderton, 1976, în Johnson, Baldwin, 1996) şi Formaţiunea Cody, Cretacic superior din Wyoming, S.U.A. cu membrii săi, Shannon şi Sussex (Davis, 1992) pentru *secvenţe mixte, mareice şi de furtună*.

BCU Cluj / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

### Resurse minerale și energetice; probleme ale mediului înconjurător

Corpurile sedimentare acumulate pe șelfuri îndeplinesc adesea condițiile pentru rezervoare de hidrocarburi (nisipurile) sau pentru roci-sursă și ecrane (sedimentele mâloase, cu materie organică). Alteori, în nisipurile de șelf, se pot concentra minerale grele.

În timp geologic, s-a constatat că expunerea șelfurilor mâloase a condus la încălziri globale rapide prin emanații de gaze cu efect de seră (monoxid de carbon și metan), rezultate din transformarea gazului hidrat.

O sursă de poluare actuală o constituie lucrările de explorare și de exploatare a hidrocarburilor de pe platformele marine și, de asemenea, reziduul industrial deversat în zona costieră.

### Repere sedimentologice; criterii de identificare

• Domeniul neritic, suprapus platformei continentale (sau șelfului), este cuprins între zona litorală și extremitatea superioară a taluzului până la adâncimea de 200 m.

• Calitatea faciesurilor este influențată de relația cu sistemele fluviatile care-l pot alimenta cu sedimente, de regimul dinamic al apelor care-l acoperă: *mareic* sau *non-mareic: în regim de furtună* sau *sub valuri normale*, precum și de sistemul de curenți oceanici. Un rol important pentru configurația secvențelor de facies îl au oscilațiile nivelului mării (sau oceanului) corelate cu aportul de sedimente.

• Sunt active procesele fizico-mecanice și cele biotice.

• Granofaciesurile clastice acoperă un spectru relativ îngust: de la granofaciesuri arenitice (nisipoase), fin-arentice spre siltice-lutitice (mâloase); structofaciesurile cuprind toată gama curenților unidirecționali, oscilatorii și combinați. Pentru depozitele de furtună, diagnostic sunt structurile *hummocky cross stratification* asociate cu structuri erozionale tip *gutter cast*, iar pentru cele mareice, structurile *herring bone, flaser* și *lenticular bedding.*

• Asociațiile de urme fosile aparțin ichnofaciesului arhetipic: *Cruziana*, asociat cu litofaciesurile mâloase, și *Skolithos*, cu cele grezoase; structurile *Skolithos* se conservă în corpurile nisipoase de pe șelf, dominate de valuri sau maree. Mediile mâloase anoxice conțin structuri tip *Zoophycos*.

• Arhitectura corpurilor este variabilă în funcție de granulometrie și factorii de control. Corpurile arenitice au diverse geometrii, de la bare nisipoase paralele cu țărmul la valuri de nisip acoperite cu dune hidraulice, în timp ce corpurile lutitice sunt tabulare și se extind pe suprafețe mari.

• Asociațiile de facies reflectă relațiile stabilite între aportul de sedimente, oscilațiile de nivel și regimul hidrodinamic al bazinului: secvențele transgresive sunt FUS, iar cele progradaționale, regresive, sunt CUS.

• În elaborarea modelelor de facies trebuie avute în vedere mai multe criterii simultan (niciodată unul singur) și, de multe ori, asemănările cu faciesurile sistemului litoral-costier.

BCU IASI - CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

## 4.8.2. SISTEMUL ŞELFULUI CARBONATIC

Sedimentarea în bazinele cu apă puțin adâncă *(shallow water)*, situate, de regulă, deasupra marginilor continentale, acolo unde procesele biotice şi chimice pot fi foarte active, generează carbonați de calciu care se asociază, cel mai frecvent, în faciesuri ale unor platforme carbonatice.

Morfologia sau relieful acestor margini corespunde unor *şelfuri* – cu suprafață quasiorizontală şi ruptură de pantă spre taluzul continental, sau unor *rampe* – suprafețe care fac legătura între coastă şi taluz printr-o suprafață plană, continuă şi uşor înclinată. Fiind parte integrantă a sistemului neritic, aria de sedimentare acoperă adâncimi care nu depăşesc 200 m spre largul bazinelor şi se află sub influența aceloraşi factori fizici care controlează şi sedimentarea clastică (valurile, mareele şi curenții oceanici). Distribuția regională a şelfurilor cu „productivitate carbonatică" – la scară globală – este controlată geografic (între $30^0$ lat. N şi $35^0$ lat. S) şi, implicit, climatic (fig. 2.167) (Wilson, 1975; Boggs, 1987; Tucker, 1990; Reading, 1996).

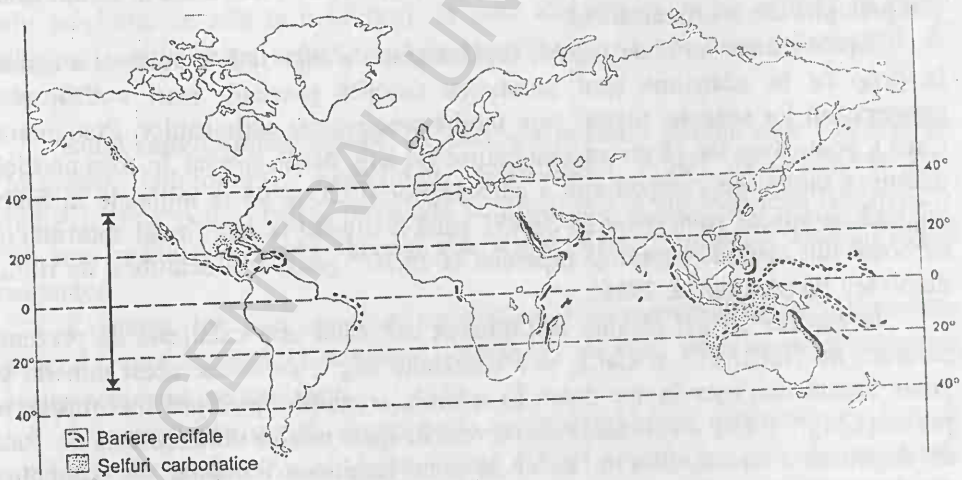



Fig. 2.167. Localizarea şelfurilor carbonatice şi a principalelor bariere recifale pe harta ariilor continentale şi a bazinelor marine şi oceanice (după Reading, 1996, cu completări).

Diversitatea faciesurilor carbonatice este mare, iar arhitectura corpurilor localizate aici este, de asemenea, foarte variată. Nomenclatura faciesurilor şi arhitecturilor carbonatice reflectă fidel criteriile care au condus la apariția lor, respectiv, factorii care au controlat generarea acestora.

BCU IAŞI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

### Factorii sedimentării

Precipitarea carbonaților, în general, a calcitului, calcitului magnezian, aragonitului și dolomitului se află sub controlul unor factori chimici și, de multe ori, biotici, locali, iar ansamblul construcțiilor carbonatice, volumul și dezvoltarea corpurilor care au această constituție sunt expresia controlului exercitat de factori regionali sau globali. Profilul batimetric al bazinului va controla la rândul său natura particulelor carbonatice, biosecreția, acreția, bioconstrucția, respectiv acele trăsături care creionează faciesul sedimentar.

**Factori chimici. Salinitatea, *p*H-ul și Eh-ul apelor, conținutul în gaze.** În mediile naturale, „pragul de saturație" pentru diversele săruri ce-i determină compoziția chimică – faciesurile de salinitate: *dulcicol, oligohalin, salmastru, marin, hipersalin* – se atinge progresiv, iar separarea sărurilor din soluție, prin cristalizare, se realizează succesiv, într-o ordine care este invers proporțională cu ordinea de solubilizare. Acest prag de saturație, pentru un anume produs, poate fi atins prin creșterea concentrației în soluție (deci prin adaos din afara sistemului, prin ridicarea temperaturii și evaporarea soluției, prin modificări esențiale ale condiției de *p*H și Eh) în raport cu care, în condițiile inițiale ale intrării sale în soluție, produsul respectiv este stabil (de exemplu $CaCO_3$ disociază în soluții acide și reprecipită din soluții alcaline).

Apele marine sunt, de regulă, suprasaturate la suprafață în calcit și aragonit, în timp ce în adâncime sunt nesaturate datorită presiunii mari a $CO_2$ și a temperaturii lor scăzute, factori care inhibă precipitarea carbonaților. Precipitarea $CaCO_3$ poate avea loc pe un interval batimetric larg, dar în special în zona neritică, deasupra limitei de compensație a carbonaților (CCD – de la inițialele în limba engleză *carbonate compensation depth*), până la nivelul la care ritmul aportului de carbonat din zona de suprafață (apreciat la $18{,}10^{14}$ g/an) este echilibrat de ritmul dizolvării lui (Anastasiu, 1988).

În mediile cu *p*H alcalin, precipitarea calcitului este catalizată de prezența sărurilor de NaCl, KCl și $CaCl_2$ și a cationului $Mg^{2+}$; de aceea, acest mineral se poate separa mai ușor în ape dulci. În schimb, aragonitul precipită mai repede în prezența $Mg^{2+}$ și este un constituent frecvent în apele marine din zonele calde. Rata de depunere a carbonaților în astfel de zone (regiunea Bahamas, de exemplu), considerate foarte „productive", poate atinge 50 mg/cm$^2$/an sau o medie de 0,4–2 cm grosime/1 000 ani.

*Conținutul de gaze.* Apele din șelfurile deschise sunt, de regulă, oxigenate (Eh > 0), iar cele din șelfurile barate pot avea, uneori, și un Eh negativ. $CO_2$ crește cu adâncimea: este mai scăzut în sectoarele cu energie de bazin ridicată, temperatură mare și vegetație abundentă. Ambele gaze controlează procesele biotice și, respectiv, autigeneza carbonaților, a fosfaților și sulfaților cu care se pot asocia.

BCU MIHAIL KOGĂLNICEANU UNIVERSITY LIBRARY

Pierderea $CO_2$ se poate produce pe 3 căi: a) prin fotosinteză (în zona fotică); b) când scade presiunea $CO_2$ în atmosferă şi creşte gradul de agitaţie a apelor (respectiv, energia de bazin); c) când creşte temperatura apelor.

**Temperatura apelor şi contextul climatic. Luminozitatea.** *Temperatura apei* la suprafaţă variază cu zona climatică (6–7°C la 60° lat., 15°C la 40° lat., 24°C la 20° lat. şi 26°C la Ecuator), iar în adâncime se menţine constantă, în jur de 5–8°C. În apele cu temperaturi medii anuale de 22–26°C şi precipitaţii mai reduse este stimulată sedimentarea carbonatică chimică şi biotică.

Astfel, pe şelfurile din zonele cu climă caldă, subtropicală şi tropicală, apele sunt supraconcentrate în $CaCO_3$, iar sedimentarea îmbracă un caracter preponderent (coasta Floridei, Golful Mexic) sau exclusiv carbonatic (Pen. Yucatan, Arh. Bahamas, NE Australiei). În zonele temperate, productivitatea carbonatică este mai scăzută.

*Lumina* condiţionează dezvoltarea vegetaţiei bentonice şi pelagice şi prin aceasta poate stimula sau inhiba procese biotice foarte variate (acreţie algală, bioconstrucţie coralgală etc.). În *zona fotică*, până la – 50...–80 m, se extinde intervalul de existenţă a algelor care controlează şi echilibrul $CO_2$ (respectiv precipitarea carbonaţilor) (aici oxigenul produs prin fotosinteză şi cel consumat prin respiraţie se află în echilibru); în *zona disfotică*, care se extinde în restul şelfului, lumina este difuză şi favorizează dezvoltarea altor comunităţi de organisme.

**Rolul comunităţilor biotice.** Organismele specifice şelfului sunt: foraminifere (Miliolide, Orbitolinide, Alveolinide, Numulitide), corali, briozoare, bivalve (rudişti), gastropode, anelizi, ostracode, echinoderme şi alge codiacee (Halimeda). Ele sunt organisme *vagile* (libere) sau *sesile* (fixate), pelagice, bentonice sau nectonice.

Existenţa lor prin procese metabolice este responsabilă de *biosecreţia minerală* care le produce scheletul carbonatic şi care, după moartea acestora, devine sediment predominant.

În spaţiul platformei, organismele se asociază după afinităţile lor faţă de condiţiile de mediu. Astfel, Lees, Biller (1972) separă asociaţii de organisme specifice unor anumite ambianţe termice şi saline. Gruparea foraminifere–moluşte–crustacei–briozoare–alge coralinacee este cunoscută sub denumirea *foramol* (pentru ape reci, cu salinitate normală), gruparea briozoare–moluşte, sub denumirea *bryomol* (ape foarte reci), gruparea corali hermatipici, alge dasicladacee – coralinacee, moluşte, echinoderme sub cea de *chlorozoan* (ape calde, salinitate normală) şi asociaţia de alge dasicladacee, fără corali, sub denumirea *chloralgal* (ape calde şi hipersaline) (fig. 2.168).

BCU "LUCIAN BLAGA" UNIVERSITY LIBRARY

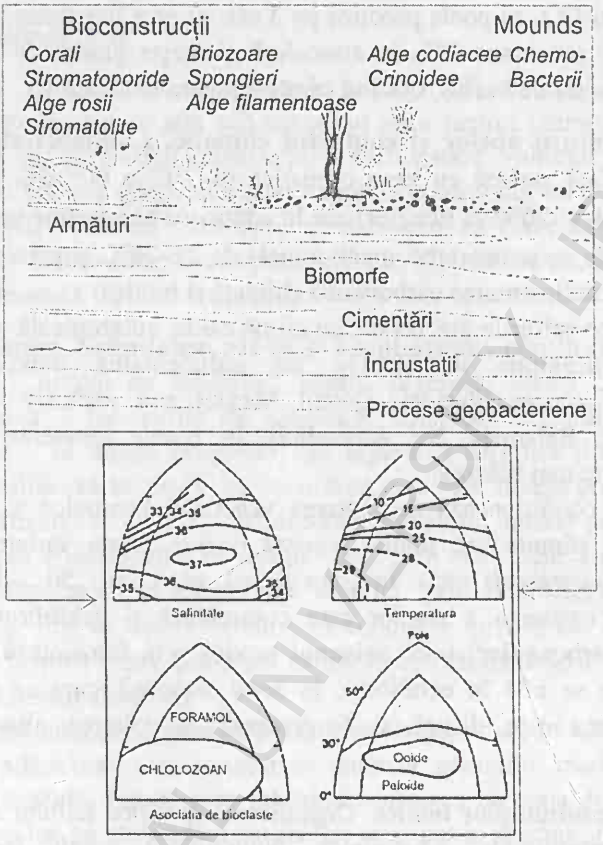



Fig. 2.168. Asociații de organisme și activități specifice în ariile platformelor carbonatice; proiecția grupărilor *foramol* și *clorozoan* în raport cu latitudinea, izotermele și salinitatea în spațiul marin (după Tucker și Wright, 1990, cu modificări).

Astfel, asociațiile *chlorozoan* și *chloralgal* sunt asociații-diagnostic pentru zonele tropicale și subtropicale, iar *foramol*, pentru zonele temperate (Wilson, 1975; Selley, 1996; Flugel, 2004).

Productivitatea substanței organice crește pe șelful intern și scade pe șelful extern.

**Turbiditatea apelor și aportul de material terigen.** Materialul clastic adus în cantități mari din ariile continentale prin intermediul rețelei hidrografice poate duce la creșterea gradului de turbulență a apelor situate deasupra șelfului. Rate de sedimentare mari (1 000 cm/1 000 ani) sau chiar moderate (10–30 cm/1 000 ani) pot modifica condițiile de viață ale organismelor sau le pot chiar anihila. Fracțiile grosiere se depun rapid, iar cele fine sunt menținute mai mult timp în suspensie. Chimismul apelor poate fi influențat, iar precipitarea carbonaților, chiar pe cale chimică, poate fi și ea inhibată.

BCU / CLUJ UNIVERSITY LIBRARY

**Factori regionali şi globali: oscilaţiile de nivel, subsidenţa în bazin.** Oscilaţiile nivelului de bază, întreţinute de schimbările climatice (alternanţa perioadelor calde cu cele reci), au cauze eustatice şi efecte directe asupra arhitecturii corpurilor (platformelor) carbonatice (fig. 2.169).

Corelate cu mişcările subsidente, ele controlează şi determină adâncimea apelor deasupra şelfului şi, astfel, spaţiul disponibil construcţiilor biotice. Ele pot fi de tip *agradant*, cu creştere continuă, de tip *columnar*, atunci când amplitudinea oscilaţiilor este foarte mare, sau de tip *prograd*, cu tendinţă de înaintare spre bazin, când amplitudinile sunt mici (Miall, 1989; Tucker, 1990; Prokoph, Fowler *et al.*, 2000; Coe, Bosence, Church, Flint, Howell, Wilson, 2003; Bălteanu, Şerban, 2005).

Subsidenţa activă şi constantă contribuie la creşterea grosimii platformelor recifale.

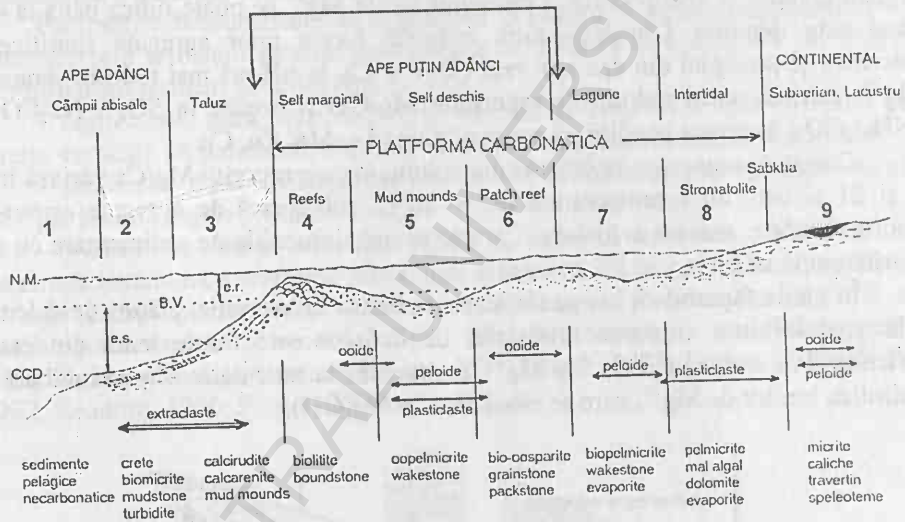



Fig. 2.169. Poziţia platformelor carbonatice în raport cu microsistemele şi faciesurile carbonatice (după Wilson, 1975, cu modificări).

## Procese şi produse; faciesuri-diagnostic

Concentrarea ionilor de $Ca^{2+}$ şi regimul $CO_2$ în ape reprezintă prima condiţie pentru separarea pe cale chimică a carbonatului de calciu. Procesul este stimulat în apele calde, adesea oxigenate şi, de preferat, agitate până la adâncimi moderate, care marchează echilibrul între rata precipitării $CaCO_3$ şi rata dizolvării sale (în dreptul a ceea ce constituie CCD). În acest cadru chimic şi batimetric, în toate mările şi oceanele Terrei se dezvoltă viaţa fie în formele sale vegetale, care controlează echilibrul $CO_2$ în apă sau care prin procese biochimice germinează nuclee de aragonit şi/sau calcit, fie în formele sale animale, care printr-un metabolism aparte contribuie direct la precipitarea $CaCO_3$ în bioclaste şi schelete coloniale rigide.

BCU CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

*Procese și produse chimice.* Din punct de vedere chimic și termodinamic, precipitarea $CaCO_3$ are loc, în cazul cel mai simplu, prin modificarea unui echilibru care se stabilește în sistemul ternar $H_2O$–$CO_2$–$CaCO_3$. Suprasaturarea în carbonat de calciu a unei soluții naturale – prima condiție a germinării cristalelor de calcit – se realizează când produsul de activitate a reactanților este mai mare decât constanta de echilibru K a sistemului sau atunci când acest produs depășește produsul de solubilitate termodinamică (Ks) a $CaCO_3$ (Komar, 1976; Anastasiu, 1986; Einsele, 2000).

*Aragonitul* precipită la o temperatură a soluțiilor de 20–30°C, la un *p*H alcalin mai ridicat și în prezența ionilor de $Mg^{2+}$ și $Sr^{2+}$, $Ba^{2+}$, Pb.

*Calcitul pur* este o fază rară, dar stabilă, prezentă atât în depozite vechi și recente, cât și în părțile scheletice ale coccolithoforideelor, caraphitelor, brachiopodelor și artropodelor. Conținutul său în $Mg^{2+}$ se poate ridica până la 4%, când este denumit *Low-Mg–calcit.* Îmbracă forma unor agregate sparitice și micritice și precipită din ape mai reci (T ≃ 1°C), la *p*H-uri mai reduse, sărace în $Mg^{2+}$ (sau cu valori reduse ale raportului Mg/Ca) și bogate în $SO_4^{2-}$, $Na_2CO_3$ și $(NH_4)_2CO_3$; în aceste condiții, el poate adiționa Fe, Mn, Zn, Cu.

*Calcitul magnezian* se depune din soluții, în care raportul Mg/Ca variază între 2 și 21 și care au o temperatură de ≃ 20°C, sub formă de agregate cripto- și microcristaline, mai rar aciculare. Caracterizează domeniile de sedimentare cu ape marine puțin adânci.

În ciuda faptului că în apa de mare, la limita de saturație, alături de calcit se află și dolomitul, creșterea cristalelor de *dolomit* este foarte lentă din cauza dificultății de ordonare a $Ca^{2+}$ și $Mg^{2+}$ în structura sa reticulară, adesea inhibată de hidroliza ionilor de $Mg^{2+}$, care se blochează în Mg(OH).

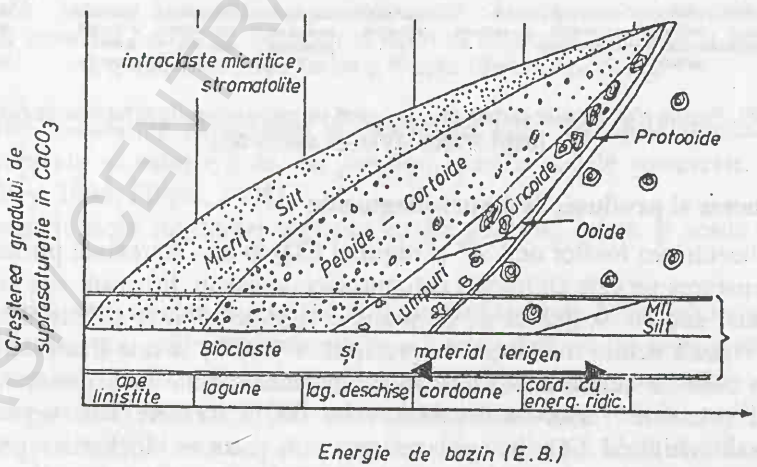



Fig. 2.170. Domeniile de formare a particulelor carbonatice, ca o funcție a energiei de bazin și creșterea gradului de saturație în $CaCO_3$ (după Fluggel, 2004).

BCU IAȘI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

În astfel de condiţii, mineralele carbonatice formează corpusculi de tipul ooidelor, peloidelor, lumpurilor, nodulilor sau plăci, cruste – concreţiuni, ciment, pseudomorfoze, agregate de micrit şi micrit magnezian (ex.: Arh. Bahamas, coasta vestică a Africii şi Australiei, Marea Baltică). Acestea intră în constituţia faciesurilor-diagnostic pentru reconstituirea platformelor carbonatice (fig. 2.170).

*Procesele biotice* ajung în final să formeze faciesuri *bioacumulate* şi, în special, *bioconstruite* de către corali, alge şi briozoare. Ele ajung să formeze complexe recifale de o mare varietate petrografică şi calcare clastice pe flancuri (de regulă, tranziţii de la calcirudite, prin calcarenite, la calcilutite). În zonele insulare, pe atoli, sedimentele sunt exclusiv carbonatice, iar pe şelfurile legate de continent, sedimentele flancurilor interne şi ale „lagunelor" pot fi contaminate cu material siliciclastic (ex.: Arh. Bahamas, Marea Barieră de Corali din NE Australiei, şelful Guatemalei, Platforma Kalimantan–Mindanao).

Faciesurile bioconstruite de organisme coloniale şi sudate depoziţional sunt denumite prin termenul general *boundstone* (echivalent al biolititelor lui Folk) şi prin următorii termeni genetici (fig. 2.171):

– *bafflestone,* dacă scheletul rigid vertical al coloniei a fost colmatat prin acreţie verticală cu sedimente clastice; au drept corespondent coralii dendroizi;

– *bindstone,* dacă edificiul este alcătuit din cruste suprapuse generate de alge (de tipul patului algal – stromatolitic);

– *framestone,* dacă structura rigidă a cadrului scheletic individual este cimentată simultan cu creşterea prin cruste algale (recifii de corali propriu-zişi).

În cadrul platformelor carbonatice, diversitatea faciesurilor exprimă atât morfologia complexelor recifale, cât şi zona batimetrică cu sau fără rupturi de pantă din marginea continentală (Kukal, 1971; Boggs, 1987; Tucker, 1990; Walker, 1992; Reading, 1996; Flugel, 2004).

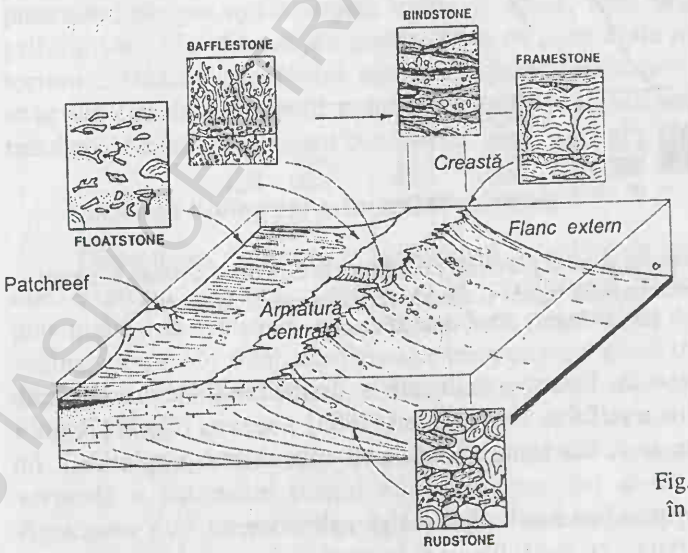



Fig. 2.171. Faciesuri carbonatice în aria unei platforme recifale.

BCU IAŞI CENTRAL UNIVERSITARĂ LIBRARY

Urmărind distribuția faciesurilor într-o secțiune transversală printr-un complex recifal, vom observa că (fig. 2.172):

– faciesurile *armăturii și crestei recifale* (*core*) din zona scheletică centrală sunt bioconstrucții rigide, cu structuri neorganizate, deci, lipsite de stratificație, de tip *bafflestone, bindstone* sau *framestone*;

– faciesurile *flancului extern* (*fore reef*) sunt dominate de calcirudite cu treceri laterale spre calcarenite și calcisiltite care apar cu o stratificație bine conturată de suprafețe curbe; în termenii lui Dunham sunt faciesuri de tip *floatstone* și *rudstone*;

– faciesurile *flancului intern* (*back reef*) sunt fine, contaminate de siliciclastite, cu bioturbații specifice zonei neritice;

– faciesurile *lagunare* se conturează în bazinele închise și semiînchise din mijlocul armăturii (în cazul atolilor) sau spre sectoarele subtidale.

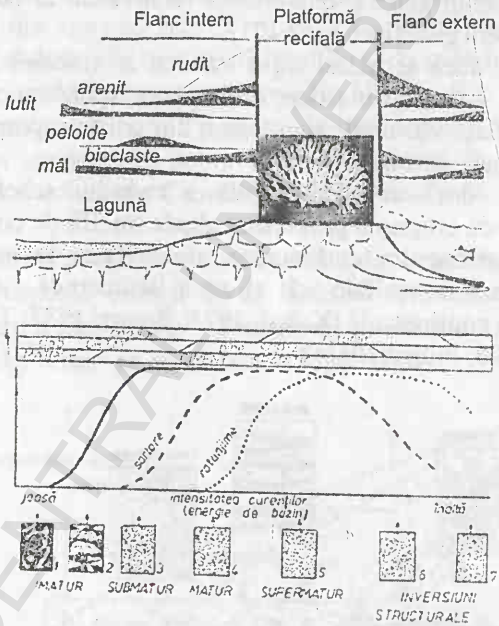



Fig. 2.172. Secțiune transversală printr-o platformă carbonatică în care pot fi separate armătura centrală, flancurile recifului, laguna și maturitatea sedimentelor acumulate (după Fluggel, 2004, cu modificări).

Pe *șelfurile barate* – cu bariere coraligene – diversitatea faciesurilor este impusă de tipul de margine a șelfului. Astfel, Read (1985) a separat (fig. 2.173):

– șelfuri acreționate cu recifi zonați, încrustanți spre creste și aplatizați, fin rămuroși spre bază;

– șelfuri abrupte (by pass) cu corali plați și alge calcaroase;

– șelfuri erodate și faliate cu recifi liniari și bancuri nisipoase.

BCU IASI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

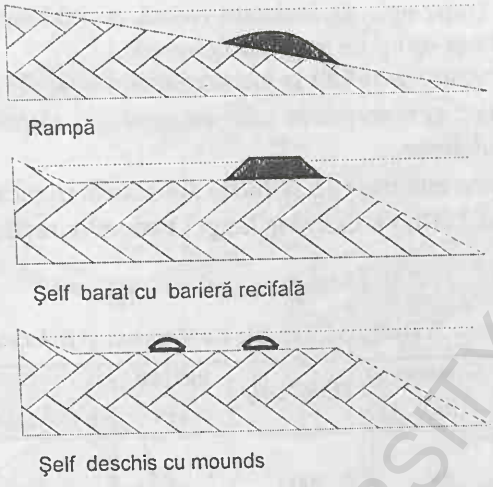



Fig. 2.173. Morfologia zonelor neritice în care evoluează procese de sedimentare carbonatică cu formare de bariere recifale şi acumulări domale (*mounds*).

Pe *rampele slab înclinate*, cu o energie de bazin mai mare, în zonele proximale se instalează faciesuri bioclastice sau corpusculare (*ooidice–grainstone–packstone*), iar în zonele distale, în care energia de bazin scade, apar bioconstrucţii izolate şi petrotipuri predominant micritice (*mudstone–wackestone*).

Pe *rampele abrupte* se instalează faciesuri fine cu bioturbaţii (*mudstone*) şi slumpuri.

Nu de puţine ori, sedimentarea carbonatică este activă şi pe *platouri* sau *platforme izolate*, situate departe de continent şi separate de acesta prin abrupturi puternice; ele pot apare izolate unele de altele, mult înălţate deasupra fundului şelfului sau chiar dincolo de acesta. Zone cu o astfel de morfologie pot fi blocuri tectonice ridicate sau topuri ale unor aparate vulcanice. Ele găzduiesc *atoli* – structuri circulare cu recifi columnari, înalţi şi lagune centrale – sau construcţii tabulare dominate de calcare bioclastice.

### Asociaţii litologice; arhitecturi specifice

Dezvoltarea faciesurilor carbonatice pe şelf şi în zona platformelor recifale este expresia aşa-zisei productivităţi carbonatice care, de fapt, controlează potenţialul de creştere a sedimentelor, potenţialul de generare şi rata de sedimentare şi, în final, configuraţia geometrică a stivei de sedimente (asociaţiilor de faciesuri) (Allen, Allen, 1990; Walker, 1992; Leeder, 1999; Einsele, 2000; Flugel, 2004).

*Potenţialul de creştere* explică mecanismul de agradare sau de creştere pe verticală a sistemului recifal aflat sub controlul direct al oscilaţiilor de nivel. Agradarea este un proces polistadial, polifazic şi, pentru fiecare ciclu, cuprinde

BCU "LUCIAN BLAGA" UNIVERSITY LIBRARY

patru faze: de debut (*start-up*), de înaintare (odată cu înălțarea nivelului mării – *catch-up*), staționar (*keep-up*) și de stagnare (*give-up*).

*Potențialul de generare* se referă la înaintarea sau retragerea, în plan orizontal, a platformei carbonatice și corespunde unui moment de „stand-by" când în bazin apar orizonturi de condensare.

*Rata de sedimentare* este mare în șelfurile din zonele tropicale și mai redusă în cele temperate (tabelul 2.20), variind și în lungul barierelor recifale.

*Tabelul 2.20*

Depunerea carbonaților în platformele recifale din Mezozoic și Holocen: grosimi, timp

| | Grosime (m) | Timp (ani) | m/1000 ani | |
|---|---|---|---|---|
| *Holocen* | | | | |
| Florida – recifi | 25 | 7000 | 3 | |
| Rodriguez – mare deschisă | 5 | < 5000 | 1 | Media = 1 m/1 000 ani |
| Florida – lagunar | 3 | 3000 | 1 | |
| Andros – tidal | 1,5 | 2200 | 0,7 | |
| G.Persic, Trucial | 2 | 4000 | 0,5 | |
| Mezozoic | 600 | $200 .10^6$ | 0,03 | Media = 0,04 m/1 000 ani |

Asociațiile faciesale definite de Wilson (1975), care reflectă, de asemenea, și condițiile de geneză a vechilor depozite carbonatice, exprimă sintetic principalele domenii de sedimentare carbonatică actuală și, implicit, cadrul sedimentologic al șelfului (fig. 2.174).

Din cele 9 areale faciesale separate, 3–4 prefigurează sistemul neritic: 3–4–5– faciesurile recifale cu flancul extern (3), platforma recifală (4) și flancul intern – *back reef*-ul (5); 6 – faciesul șelfurilor deschise.

Corpuri de sedimente specifice șelfurilor sunt bioconstrucțiile coralgale și acumulările domale, aplatizate (*mud mounds*).

*Mud mounds* sunt bancuri mâloase micritice cu geometrie lenticulară, dezvoltate pe sute de metri și efilate lateral; se caracterizează prin abundența micritului, dispersia mare a bioclastelor (crinoidee, briozoare, alge) și structurile fenestrale, tip *stromatactis*. Geneza lor este încă subiect de controversă.

*Reprezintă depozite ale concentrării mecanice a mâlului sau ale acreției și încrustației prin alge sau briozoare?*

Sedimente cu o asemenea configurație se formează azi pe șelful Sukatau din Golful Mexic și în sectoarele deschise, de mică adâncime, din dreptul Floridei, Cubei, Arhipelagului Bahamas sau coastei Abu Dhabi.

BCU CLUJ / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

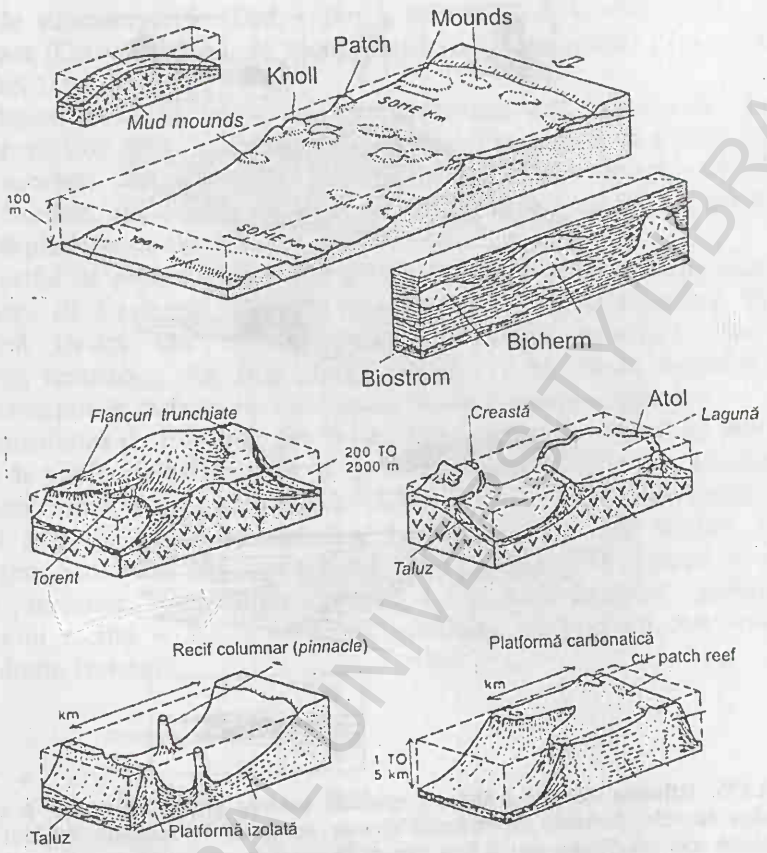



Fig. 2.174. Arhitecturile specifice principalelor corpuri bioconstruite pe şelfurile carbonatice (după Einsele, 2000, simplificat).

*Complexele recifale* reprezintă „ambianțe" sedimentare cantonate, de regulă, pe marginile zonelor de şelf. Diversele tipuri ecologice se întâlnesc în Marea Caraibelor, Golful Persic, în Oceanul Indian şi în Oceanul Pacific şi constituie bioconstrucții rigide, asociate cu sedimente detritice şi sedimente cimentate biochimic şi chimic. Arhitectura lor este diversă şi variază de la bancuri şi bariere recifale la recifi izolați columnari şi înalți (*pinacle* sau *patch reef*), grupări microdomale, reduse numeric (*knoll reef*) sau recifi franjurați.

Consecințele controlului climatic şi tectonic asupra creşterii recifilor se regăsesc în ritmicitatea secvențelor carbonatice, suprapunerea lor în timp şi tendințele de *shallowing-up* (recunoscute prin asocierea verticală a faciesurilor de apă din ce în ce mai puțin adâncă) sau *deepening-up* (când nivelul apei creşte repede). Atunci când subsidența şi aportul de carbonați sunt constante, productivitatea carbonatică scade, ceea ce modifică indicele de stratificație (fig. 2.175).

BCU IASI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

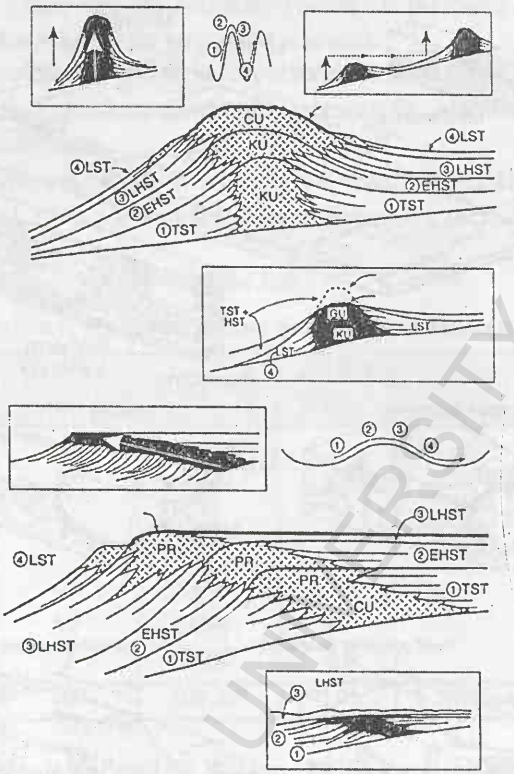



Fig. 2.175. Influenţa ratei de înălţare a nivelului oceanic asupra arhitecturii şi creşterii coloniilor recifale; formarea de structuri domale suprapuse în condiţiile scăderii bruşte a nivelului apei (*shallowing-up*) şi formarea de structuri de progradare spre bazin, în cazul creşterii nivelului (*deepening-up*) (LST, TST, HST – iniţialele cortegiilor sedimentare /systems tracts/ vezi cap. 2.5) (după Walker, 1992).

Prin structurile interne ale vechilor bioconstrucţii columnare (*bioherme* sau *biostrome*) se pot reconstitui stadiile de dezvoltare recifală, care au în special o determinare autociclică. Aceste stadii sunt de natură ecologică şi reflectă:

– *stabilizarea* materialului clastic prin încrustare sau cimentare (corpuri *mound* cu faciesuri *grainstone*, *rudstone*);

– *colonizarea* nivelelor stabilizate (corpuri *mound* cu *bafflestone*, *floatstone*);

– *diversificarea* ecologică şi creşterea verticală a coloniei (corpuri *reef* cu faciesuri *bindstone*, *framestone*);

– *dominarea* sistemului prin specii încrustante (*reef* şi *bindstone*).

**Depozite vechi; exemple clasice din lume**

Calcarele recifale din trecut şi sistemele pe care le reflectă reprezintă din punct de vedere petrografic *biolitite* sau *boundstone* din categoria *framestone* şi *bindstone* (în terminologia lui Dunham). În Paleozoic sunt abundente biolititele

generate de stromatoporide (Ord. – Dev.), de corali rugoşi (Sil.–Carb.), de alge filamentoase (Carb. – Perm.), de spongieri şi corali scleractinici (Tr.–Jur.) sau de rudişti (Cret.) (tabelul 2.21).

În depozitele vechi, în astfel de corpuri se asociază faciesuri de *grainstone* (sau calcarenite), de *wackestone* şi biomicrite, bogate în brachiopode şi echinoderme.

Se asociază cratonilor stabili (în Carboniferul din America de Nord) şi Ciclului Yordale din Europa de NV (Marea Britanie) sau formează faciesuri recifale (în platformele din Alpi şi Carpaţi).

Pe astfel de *şelfuri carbonatice* situate în climat subtropical au luat naştere Formaţiunea de Casimcea din Dobrogea Centrală (Jurasic superior), Platforma carbonatică Getică din Carpaţii Orientali (Jurasic superior), formaţiunile carbonatice mezozoice din Alpi (Jurasic superior). În climat temperat au luat naştere formaţiunile carbonatice din Suedia de sud (Cretacic superior).

Formaţiunea de Edwards din Texas, S.U.A. (Cretacic inferior) este un bun exemplu de platformă carbonatică cu o mare varietate de faciesuri. Litofaciesurile caracteristice aparţin unui complex de bariere recifale dominat de rudişti în zona armăturii şi de un *grainstone* scheletal pe flancuri; variaţiile laterale de facies conduc spre acumulări oncolitice şi peletale, iar în zonele centrale se dezvoltă faciesuri argiloase, calcilutitice. Figura 2.176 redă modelul generalizat al complexului recifal – 3D şi secţiunea geologică transversală care evidenţiază relaţiile dintre faciesuri.

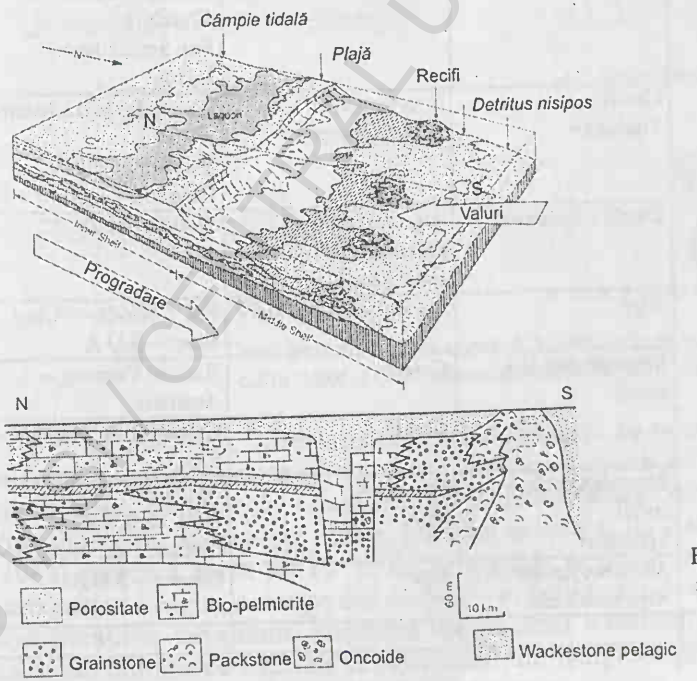
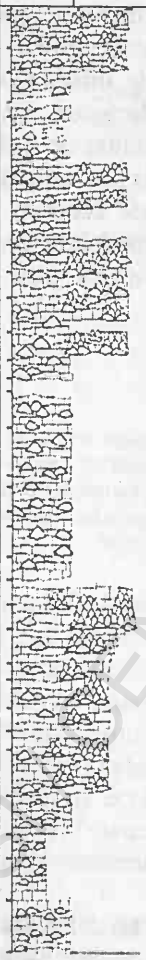



Fig. 2.176. Model de facies şi secţiune transversală în zona rezervoarelor carbonatice din Formaţiunea de Edwards (după Boggs, 1987).

BCU / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

*Tabelul 2.21*

Distribuția cronostructigrafică a faciesurilor recifale

| Perioade | Mounds | Reefs | Organisme constructoare | Organisme asociate | Exemple din lume |
|---|---|---|---|---|---|
| Qt | | | | | Golful Persic – Coasta Trucial<br>Vestul Floridei<br>Arh. Bahamas – Ins. Andros |
| Neog. |  | | Corali | | Marea Caraibilor – Oc. Atlantic |
| Pg. | | | Corali | | Platf. Moesică<br>Platf. Eucla – Australia de Sud |
| Cret. | | | Rudiști | *Rudiști, briozoare* | Fm. Edwards –Texas – S.U.A.<br>Platf. Moesică |
| Jur. | | | Corali | *Spongieri, stromatoporide* | Platf. Casimcei – Dobrogea Centrală<br>Platf. Getică – Carpați (Bucegi – Piatra Craiului)<br>Fm. Smackover – S.U.A. |
| Tr. | | | Corali<br>Tubiphite | *Stromatoporide, corali, spongieri* | Calcarele de Dachstein – Alpi<br>Platforma Sella – Dolomiți – Italia |
| Perm. | | | Corali + spongieri | *Alge, tubiphite, briozoare, fenestelide, calcispongi* | Platf. Moesică |
| Carb. | | | Alge | *Foraminifere tubulare* | Fm. Geneviev – Ohio River – S.U.A. |
| Dev. | | | Stromatoporide + corali | *Corali* | Bazinul Canning – Australia |
| Sil. | | | | *Corali* | Calcarele de Niagara – S.U.A. |
| Or. | | | Stromatoporide + corali<br>Spongieri | *Briozoare, alge* | Appalași – Virginia – Platf. carbonatică<br>Calcarele de Trenton – Ontario – S.U.A. |
| Camb. | | | Archaeocyatidae<br>Alge scheletale | *Alge* | |
| Pcb. | | | | | |

BCU IAȘI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

## Resurse minerale şi energetice

Foarte multe din corpurile carbonatice, care au porozitate ridicată şi sunt afectate de un sistem des de fisuri, devin rezervoare de fluide: hidrocarburi sau apă.

Astăzi, aproape 50% din producţia de petrol a lumii se realizează prin extracţía ţíţeiului din rezervoare carbonatice (fig. 2.177). Situaţii clasice sunt: Formaţiunea Lacq, Franţa (Baremian–Apţian), cu rezervoare dintr-o platformă internă la limita domeniului tidal, cu micrite, dismicrite şi biomicrite fisurate; Formaţiunea de Mishrif (Grupul Wasia), Arabia Saudită (Cenomanian), care reprezintă un sistem de şelf–platformă marină cu *boundstone*, *packstone* şi *wackestone*; Formaţiunea Back Creek, Alberta – Canada (Devonian), situată într-un facies recifal de stromatoporide, corali rugoşi şi tabulaţi; rezervoarele asociate Formaţiunii Edwards (Cretacic, S.U.A.) şi Libia.

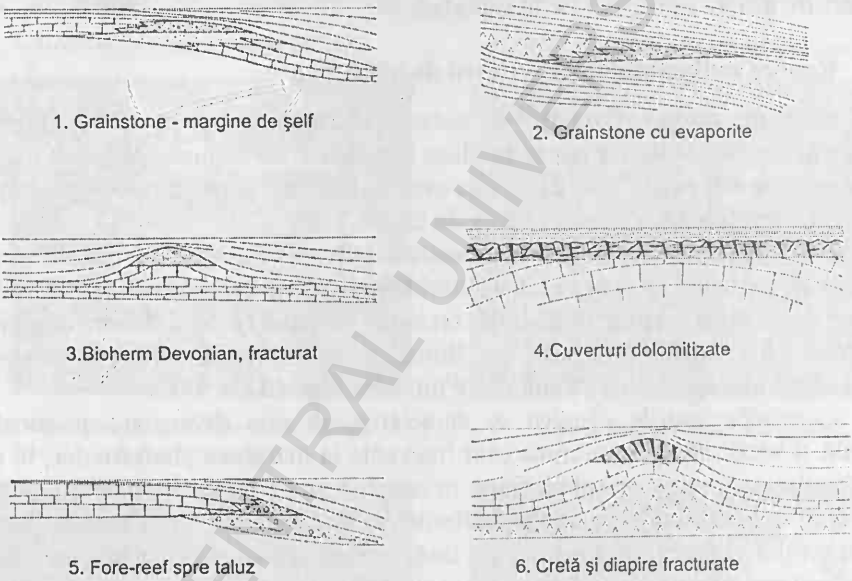



Fig. 2.177. Tipuri geometrice de rezervoare de hidrocarburi individualizate în cadrul unor şelfuri carbonatice (după Selley, 1996).

În ultimul timp, diferite modele metalogenetice au evidenţiat rolul calcarelor în formarea, concentrarea şi conservarea mineralizaţiilor de Pb–Zn şi Cu. Astfel, pot fi citate cunoscutele acumulări stratiforme („Strata-bound") de Pb–Zn de la Pine Point, din Mississippi Valey. Modelul *exhalit* al lui Badhan (1981) şi Russel (1983) plasează sursa de Pb şi Zn în argilele negre distale ale unei platforme carbonatice marginale, iar pe cea de $SO_4^{2-}$, în faciesurile de tip *back reef*, din afara concentraţiilor metalifere. Întâlnirea lor, în urma transferului intraformaţional, în calcarele dolomitice (recifale dolomitizate) din marginea platformei ar fi asigurat aici depunerea epigenetică a sulfurilor respective.

BCU CLUJ / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Corpurile carbonatice care ating grosimi de zeci de metri şi, în termeni economici, ajung să constituie rezerve importante sunt exploatate pentru materiale de construcţie şi produse pentru infrastructuri rutiere.

**Probleme ale mediului înconjurător**

Platformele carbonatice vechi care au evoluat pe şelfuri sau rampe şi formează astăzi masive calcaroase au devenit, în multe locuri, sediul unor procese de dizolvare intensă cu apariţia unui *relief carstic* – lapiezuri, pâlnii, doline, avene sau cavităţi speleene. De multe ori, sisteme de râuri subterane sunt asociate acestor medii. În zonele carstice se află sediul unor izvoare numeroase şi al unor amenajări hidrografice, de captare a apelor potabile.

Când pereţii sau tavanele unor cavităţi speleene devin prea subţiri şi sunt localizaţi aproape de suprafaţă, se pot prăbuşi, provocând colapsuri cu efect catastrofic asupra aşezărilor de la suprafaţă.

**Repere sedimentologice; criterii de identificare**

• Sedimentarea carbonatică în sistemul neritic are loc pe şelfuri, rampe şi platforme izolate: şelfurile pot fi deschise sau barate, iar rampele pot avea înclinări mai mici sau mai mari. Productivitatea carbonatică este mare între $30^0$ lat. N şi $35^0$ lat. S, în condiţiile unui climat cald şi, de obicei, arid.

• Diversitatea faciesurilor este controlată de morfologia complexului recifal, oscilaţiile de nivel şi intensitatea subsidenţei; într-o platformă carbonatică se disting faciesuri de armătură recifală, faciesuri de flanc (extern şi intern), faciesuri lagunare. Asociaţiile faunistice şi floristice includ corali, rudişti, briozoare, stromatoporide, spongieri, foraminifere tubicole, alge (fig. 2.178).

• Granofaciesurile clastice se caracterizează prin diversitate şi zonalitate laterală şi verticală. Cele ruditice sunt frecvente la marginea platformelor, în ariile cu adâncimi mai mici, iar cele lutitice, în zonele centrale, cu adâncimi mai mari.

• Structofaciesurile au origini diferite: predomină cele biotice (specifice bio-construcţiilor şi acreţiilor algale) care, însă, se asociază cu structuri de cimentaţie şi încrustare sau cu structuri clastice (granoclasări, imbricaţii, debris).

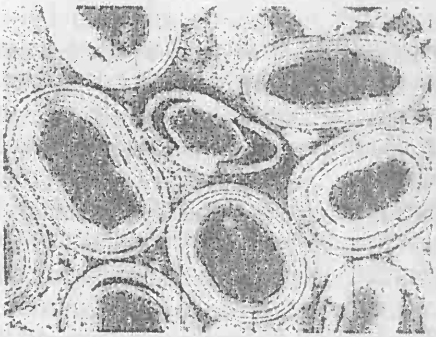
• Petrotipurile platformelor carbonatice acoperă un spectru larg, de la biolitite (*boundstone*, *sensu* Dunham) la calcirudite, calcarenite şi calcilutite. Cu o semnificaţie ambientală apar petrotipurile *grainstone, packstone, wackestone* şi *mudstone* cărora li se alătură categoriile *boundstone, framestone* şi *bindstone.*

• Alternanţele frecvente între granofaciesuri şi petrotipuri conferă sedimentelor recifale o ritmicitate tipică, vizibilă la scări foarte diferite. Ea este efectul ciclurilor climatice care au controlat sedimentarea pe şelf şi care pot fi precizate prin analize izotopice $^{13}C/^{12}C$, $^{18}O/^{16}O$.

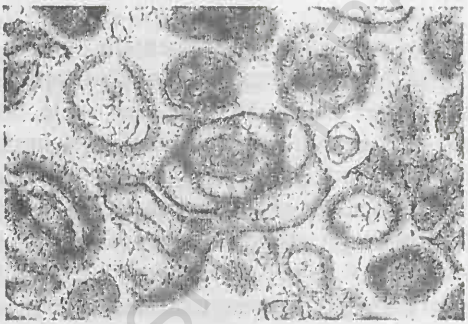
• Arhitectura corpurilor recifale reflectă morfologii diferite: *bariere, atoli, pinacle* sau *patch reef, mounds.* Variaţiile laterale de facies sunt rapide, extinderea litonilor este limitată. Variaţiile verticale se reflectă în secvenţe de origini diferite,

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

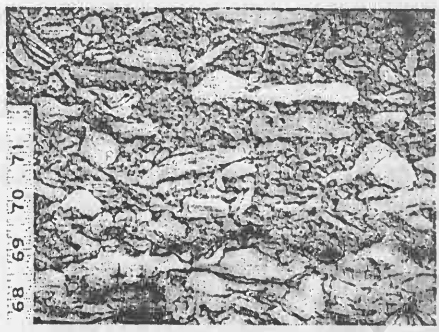
expresie a schimbărilor climatice şi subsidenţei; secvenţe *shallowing-up* (recunoscute prin asocierea verticală a faciesurilor de apă din ce în ce mai puţin adâncă – CUS) sau *deepening-up* (faciesuri de apă din ce în ce mai adâncă – FUS).



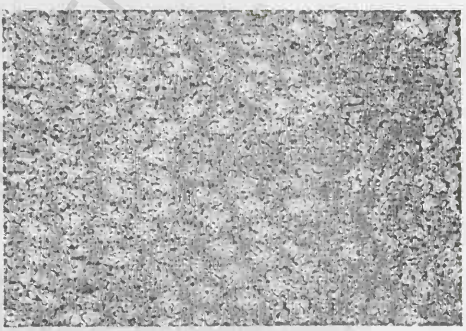
1. *Grainstone* ooidic–creasta recifală.



2. *Packstone* bioclastic–organisme asociate.

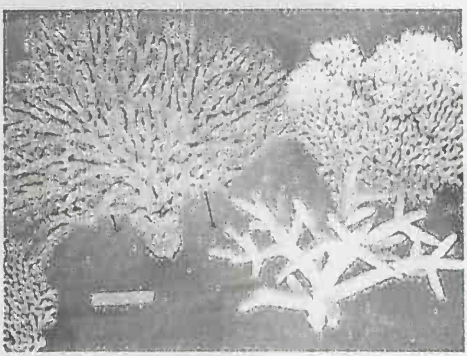



3. *Rudstone* (calcirudit) – flanc extern, facies proximal.



4. *Boundstone* – armătura centrală.

5. *Mudstone* micritic – *mud mounds*.



6. Bioconstrucţii coraligene; alcătuiesc armătura centrală.

Fig. 2.178. Petrotipuri caracteristice faciesurilor recifale.

## 4.9. SISTEME BATIALE ŞI ABISALE

Domeniul de sedimentare cu ape adânci cuprinde bazinele suprapuse peste marginea continentală şi fundul oceanic, în care adâncimea este mai mare de 200 m. Astfel, el este mărginit, spre ariile continentale, de sistemul neritic şi are un substrat alcătuit atât din litosferă continentală, cât şi din litosferă oceanică. Ocupă cea mai mare suprafaţă de sedimentare de pe Glob.

Subsistemele separate după criteriul batimetric şi geomorfologic (relieful fundului) corespund cel mai bine necesităţilor impuse de particularităţile sedimentologice ale bazinelor. Au fost, astfel, separate un subsistem al *clinoformelor*, suprapus domeniului *batial*, şi un subsistem al *fondoformelor*, suprapus domeniului *abisal* şi *hadal* (fig. 2.179). În locul de joncţiune a celor două subsisteme se poate individualiza un *piemont oceanic* (engl. = *continental rise*), care este adesea forma de reprezentare a conurilor submarine şi, respectiv, în sens sedimentologic, a complexelor turbiditice.

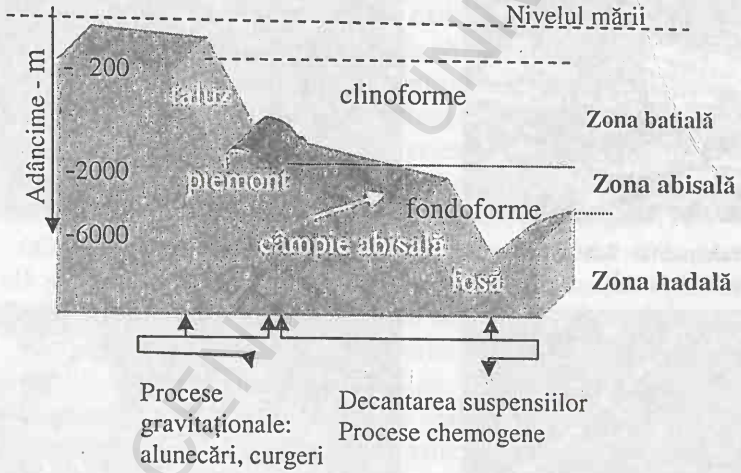



Fig. 2.179. Procesele şi subunităţile batimetrice care controlează sedimentarea în bazinele marine şi oceanice.

### 4.9.1. SUBSISTEMUL CLINOFORMELOR (DOMENIUL BATIAL) (CONTURITE ŞI COMPLEXE TURBIDITICE)

Acest subsistem corespunde domeniului de pante subacvatice din zona de margine continentală şi include diverse tipuri de „bazine" marginale. Din punct de vedere morfologic, domeniul corespunde *taluzului* şi/sau *povârnişului continental*

BCU IAŞI / CENTRUL UNIVERSITAR LIBRARY

şi acoperă numeroase elemente geomorfologice, de relief submarin: praguri, microplatforme (suprafeţe) de povârniş, microcordiliere, canioane submarine şi conuri cu pante medii de 3–6°, uneori 15° (ex. povârnişul Floridei) sau chiar verticale (ex. povârnişul Arhipelagului Bahamas). Această diversitate se reflectă în natura factorilor şi, implicit, în calitatea sedimentelor acumulate. Adâncimile la care au loc joncţiunile cu domeniul abisal sunt şi ele variabile, între –1 400 şi –3 200 m. Lărgimea intervalului în care se dezvoltă povârnişurile continentale se situează între 10 şi 100 km.

Din punct de vedere geotectonic şi structural, povârnişul continental este astăzi perceput în termeni diverşi. Pentru o mai bună ilustrare a relaţiei sedimentare–tectonică–morfologia fundului oceanic, redăm clasificarea lui Stow (în Brenchley, 1985; Reading, 1996), în care sunt separate trei domenii (medii) fundamentale: clastic (normal), faliat (în trepte) şi carbonatic (fig. 2.180).

În *modelul clastic*, distribuţia faciesurilor este neregulată, dominată de sedimente fine alternând cu unele sedimente grosiere (faciesuri canaliforme, în canioanele submarine).

*Povârnişurile faliate* (*faulted slope-aprons*), mai instabile, suportă secvenţe discontinui, cu grosimi diferite, dominate de faciesuri de *slump* şi canale scurte.

*Taluzurile carbonatice* corespund, adesea, cu flancurile barierelor recifale situate în extremitatea şelfurilor şi prezintă pante abrupte de tip *by-pass margin* (pe care nu se păstrează sedimente) sau pante line, o continuare a flancurilor recifale cu sedimente carbonatice de tipul calciruditelor şi calcarenitelor.

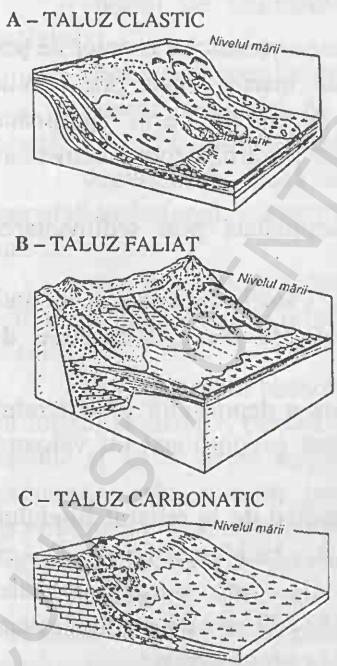



Fig. 2.180. Modele 3D pentru procesele şi faciesurile care definesc: **A** – povârnişurile continentale normale (*slope-apron*); **B** – povârnişurile continentale faliate; **C** – povârnişurile continentale carbonatice (după Stow, 1985).

BCU CLUJ - CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

## Factorii sedimentării

Sedimentarea este controlată de sursa de material, morfologia fundului, energia gravitațională, regimul hidrodinamic și, mai puțin, de salinitate, temperatură, lumină (fig. 2.181).

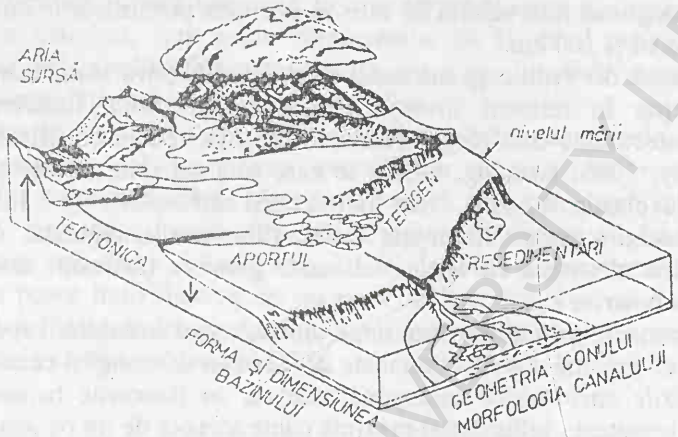



Fig. 2.181. Factorii care controlează sedimentarea în sistemul abisal (după Brenchley, 1985).

*Sursa de material* poate fi:

a) de origine terigenă: sedimentele din extremitatea oceanică a zonelor de șelf (siliciclastice sau carbonatice); aluviunile aduse de marile fluvii prin albiile submarine ale râurilor, până deasupra taluzului; depozitele vechi aparținând substratului continental și care „aflorează" în zona de povârniș (roci sedimentare epiclastice, calcare, roci piroclastice);

b) de origine pelagică: fracțiunea pelitică acumulată prin sedimentarea suspensiilor în intervalul batial.

*Morfologia fundului și energia gravitațională.* Pantele înclinate reprezintă sectoarele de deplasare a sedimentelor, iar suprafețele plane, sectoarele de acumulare.

Unghiul de pantă controlează viteza de înaintare a depozitelor și determină natura proceselor. Energia gravitațională crește direct proporțional cu valoarea unghiului de pantă și, respectiv, cu tipul de taluz.

Emery (1977) stabilește 5 tipuri de taluzuri plecând de la relieful fundului, structura sa internă și tipul de sedimente conservate: A – cu blocuri faliate; B – cu sedimente progradate; C – configurație *off-lap*; D – cu margini recifale; E – evaporitic, domal; F – convergent, subdus (fig. 2.182). O asemenea complexitate explică bine diversitatea faciesurilor care se formează în aceste areale.

BCU Cluj / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

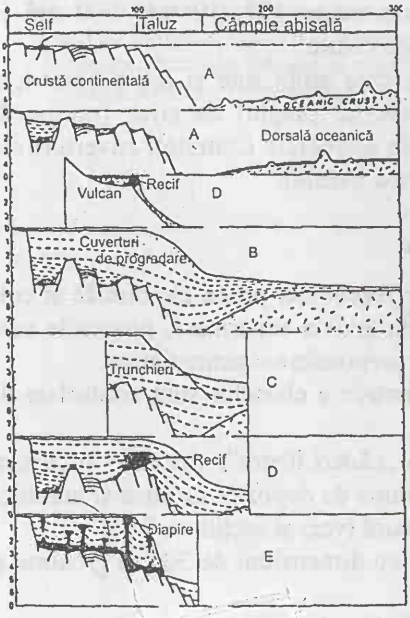



Fig. 2.182. Tipuri morfologice şi structurale de povârnişuri continentale (după Emery, 1977): A – faliat; B – progradant; C – *off-lap*; D – flanc recifal; E – diapir, evaporitic.

*Regimul hidrodinamic* îmbracă un spectru larg şi este determinat de factori şi mecanisme variate:

– aportul de sedimente în bazin şi stabilitatea acestora în extremitatea şelfului;

– căderi şi rostogoliri de blocuri;

– glisaje (deplasări de blocuri mari) (engl. = *slide*) şi alunecări stratale, plastice, de tip *landslide* (engl.= *slump*);

– deplasări în masă ale clastelor prin resedimentări de tipul curgerilor gravitaţionale (engl. = *gravity flow*) şi al curenţilor turbiditici, cu densitate mare şi mică;

– curenţi de fund (engl. = *bottom currents*), cu rol tractiv, determinaţi de variaţiile de salinitate (curenţi *haloclini*) şi variaţiile de temperatură (curenţi *termoclini*).

Adesea, curenţii termohalini sunt curenţi de fund care se deplasează pe pante în lungul izobatelor, paralel cu liniile de egală adâncime (se numesc şi *curenţi de contur* şi au o viteză de la 10–20 $cm/s^{-1}$ până la 100 $cm/s^{-1}$); direcţia lor de propagare este, adesea, perpendiculară pe direcţia de deplasare a curgerilor gravitaţionale (respectiv a canalelor şi canioanelor submarine) şi este influenţată de forţa Coriolis; forţa de transport este direct proporţională cu densitatea lor.

Funcţie de tipul de curenţi care afectează taluzul, energia de bazin în sectoarele afectate de curgeri gravitaţionale şi curenţi de turbiditate este ridicată; în zona curenţilor termohalini, este scăzută.

BCU CLUJ / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Rata de sedimentare este mare și foarte mare: $10^{-1}$...10 m/1 000 ani în canioane și mult mai mică în lungul curenților de contur.

Sedimentele au grosimi foarte variabile, care ating sute și mii de metri, și îmbracă forma unor corpuri cu geometrie diversă: praguri de taluz (rampe de alunecare; engl. = *apron)*; prisme conturitice (în sectoarele centrale); cuverturi sau pânze de sedimente și conuri submarine (în partea bazală).

**Procese și produse; faciesuri-diagnostic**

Domeniul batial este dominat de procese mecanice; procesele biotice și cele chimice nu generează produse semnificative. În zonele superioare, procesele sunt predominant erozive, iar în cele inferioare sunt preponderent acumulative.

Mecanismele de sedimentare și resedimentare a clastelor sunt controlate de procese gravitaționale, de pantă (fig. 2.183).

1) *Transportul în masă* se manifestă prin „căderi libere", alunecări și curgeri gravitaționale exprimate spațial printr-o succesiune de depozite ruditice și arenitice care cuprind, din zona superioară spre cea inferioară (vezi și secțiunea 2.5):

– olistolite și acumulări de blocuri libere cu dimensiuni de 300 m grosime și de ordinul km în lungime (engl. = *rock fall*);

– alunecări nestratificate (engl. = *slide* și *slump*);

– curgeri gravitaționale de sedimente (engl. = *gravity flow*); ele reprezintă deplasări simultane (remobilizări) ale sedimentelor și ale fluidului interstițial, care modifică radical structura internă a sedimentului inițial.

Curgerea sedimentului este inițiată pe pante cu unghiuri mai mari de 4–5° și se produce cu o viteză de 5–15 m/s. Masa alunecată, saturată adesea și cu o fracțiune argiloasă, are o comportare plastică și este activată în principiu de trei tipuri de forțe:

a) presiunea lichidului interstițial;

b) interacțiunea dintre granule;

c) coeziunea matricei.

Procesele acționează, de regulă, selectiv, ca o funcție a dimensiunilor preponderente ale clastelor, concentrația lor volumetrică, comportamentul curgerii (fluid sau plastic) și durata evenimentului (Mulder și Alexander, 2001). Declanșarea acestor forțe inițiază, la rândul lor, *curgeri coezive*, tip debritic și *curgeri necoezive*, mult mai variate: curgeri dense hiperconcentrate, curgeri dense concentrate, curenți turbiditici (*ss*).

a) Curgerile coezive se comportă plastic și au ca mecanism de suport granular „forța sau rezistența matricei". Ele se manifestă sub forma curgerilor de fragmente (*debris flow*) și a curgerilor mâloase (*mud flow*). Efectele lor se vor manifesta – după „înghețarea curgerii" – sub formă de *diamictite* (paraconglomerate și parabrecii, în secvențele vechi) și de argile masive (expresia litificată a mâlurilor cu mai puțin de 5% fracție grosieră, fragmente). Depozitele sunt imature, slab sortate, cu structuri neorganizate și se pot confunda cu tillitele (vezi secțiunea 4.2).

BCU CLUJ-NAPOCA BABEȘ-BOLYAI UNIVERSITY LIBRARY

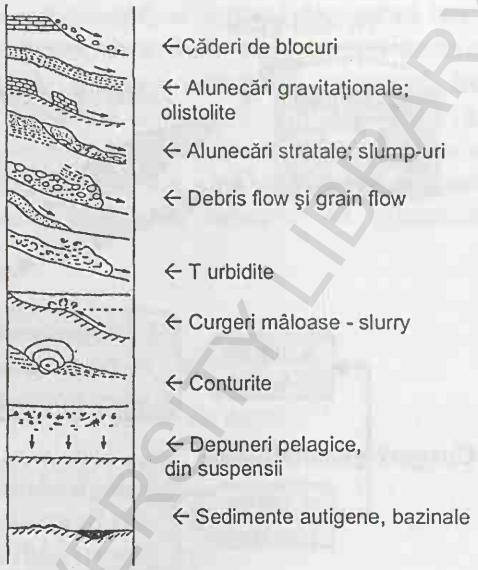



Fig. 2.183. Succesiunea proceselor de pantă în lungul povârnişului continental şi principalele depuneri bazinale, pelagice şi autigene (după Reading, 1996, cu modificări).

b) Curgerile necoezive sunt curgeri dense, controlate de gradul de concentrare al clastelor, de flotabilitate. În timpul deplasării lor, evoluează de la *curgeri hiper-concentrate* (cu o sarcină de 40–70% claste), la *curgeri concentrate* (cu 9–25% claste). Prin astfel de procese, principalele efecte şi, respectiv, produse se separă sub formă de curgeri nisipoase (curgeri granulare, cu presiune dispersantă – *grain flows, sand avalanches*), în care interacţiunea dintre granule este principalul mecanism de susţinere a clastelor; granoclasările normale şi inverse sunt frecvente, iar secvenţele Lowe sunt expresia sedimentologică a lor (pentru detalii vezi secţiunea 2.5). Gresiile masive pot fi expresia petrografică a unor astfel de procese.

c) Curenţii turbiditici („de turbiditate") corespund unei curgeri cu comportament fluidal în care mecanismul de susţinere a clastelor (mai scăzut de 9%) este turbulenţa fluidului (Lowe, 1979; Mulder, Alexander, 2001). Redefiniţi astfel, ei ar fi un corespondent al „curenţilor de densitate mică" (Kuenen, 1966; Middelton, Hampton, 1973). Vitezele lor de deplasare pot atinge 25 $m/s^{-1}$ şi chiar mai mult. În sectoarele distale ale ariilor de sedimentare ei generează cupluri definite de granofaciesuri grosiere şi fine sau secvenţe de tip Bouma (fig. 2.184).

2) *Curenţii de contur* constituie o categorie hidrodinamică generată în bazinele cu volume stratificate de apă, datorită diferenţelor de temperatură şi densitate (salinitate) (prezentă în bazinele marine şi oceanice ca o circulaţie termohalină). Ei au viteze de deplasare mai mici şi un traiect care mulează morfologia fundului, adesea paralel cu liniile schimbărilor de pantă, respectiv, cu izobatele. Sunt curenţi de fund care antrenează, în suspensie, claste fine şi foarte fine (lutitice); au o densitate scăzută, dar pot avea atât efecte erozive, cât şi efecte depoziţionale; ei depun *conturitele*, sedimente fine pelitice şi siltice (ex. Curentul Arctic, pe marginea continentală estică a Americii de Nord) (Lowe, 2000, 2003).

BCU CLUJ / BABEŞ-BOLYAI UNIVERSITY LIBRARY

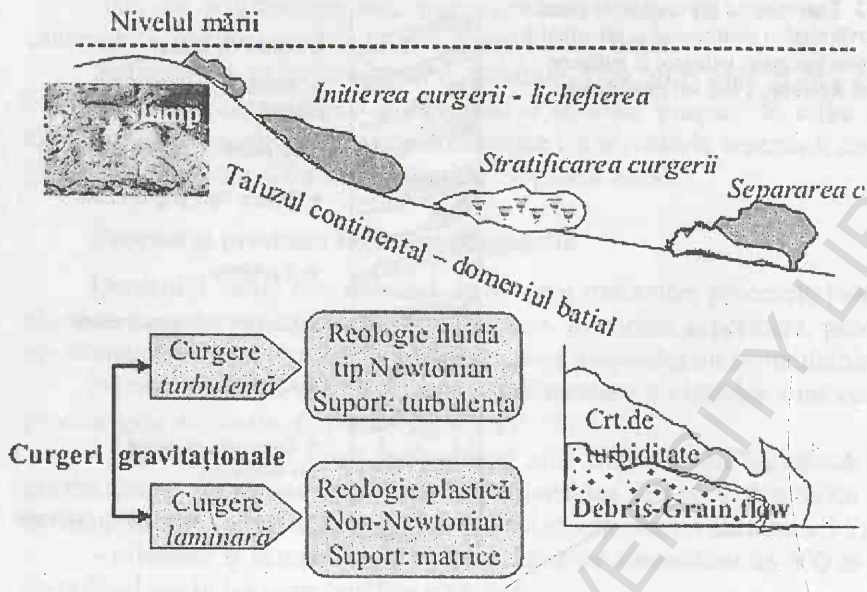



Fig. 2.184. Dinamica sedimentelor în zona taluzului continental; mecanisme de curgere.

### *Structuri specifice şi alte caractere sedimentologice*

Trăsăturile-diagnostic ale faciesurilor depoziționale de mare adâncă se regăsesc, cel mai frecvent, în calitățile sedimentologice ale structofaciesurilor. Ele reflectă fidel procesele care le-au generat şi legăturile cu sursele din care provin „clastele" respective (fig. 2.185).

Astfel, surse alcătuite din roci casante, masive, supuse fragmentării şi fenomenelor gravitaționale active pe pantele de la baza lor, generează depozite de alunecare nestratificate, denumite *olistostrome*.

Termenul *olistostromă*, introdus în anul 1955 de geologul italian G. Flores, se referă la o brecie la scară mare şi foarte mare ce constă din corpuri alunecate dispuse haotic într-o matrice fin granulară nestratificată.

În cazul în care corpurile alunecate apar ca blocuri imense (denumite *olistolite*), suntem în prezența unei *alunecări nestratificate* coerente. Când blocurile provin din formațiunea în care sunt găzduite avem de-a face cu *endolistolite*.

*Exolistolitele* sunt blocuri remaniate din depozite diferite de formațiunea gazdă. Dacă depozitul afectat de alunecare este reprezentat prin numeroase blocuri mici, alunecarea nestratificată este incoerentă. Structurile interne sunt deformate, adesea convolute, de dislocație şi rupere, de distorsiune şi rulare; suprafața stratelor deformate este adesea neregulată, cu aspect convolut, acoperită de claste grosiere.

BCU TIMIŞOARA / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

*Alunecările interstratificate* apar ca nivele cuprinse în mod discordant între depozite cu stratificaţie normală. De multe ori, depozitele alunecate au aceeaşi natură cu sedimentele care le încadrează, ceea ce dovedeşte caracterul lor intraformaţional şi amploarea redusă a deplasării prin alunecare; structurile de suprasarcină (engl. = *load casts* şi *water escape*) sunt frecvente. Sedimentele alunecate pot suferi deformări plastice importante, dar care nu distrug în mod semnificativ integritatea stratelor. Acestea reprezintă depozite de alunecare interstratificate coerente.

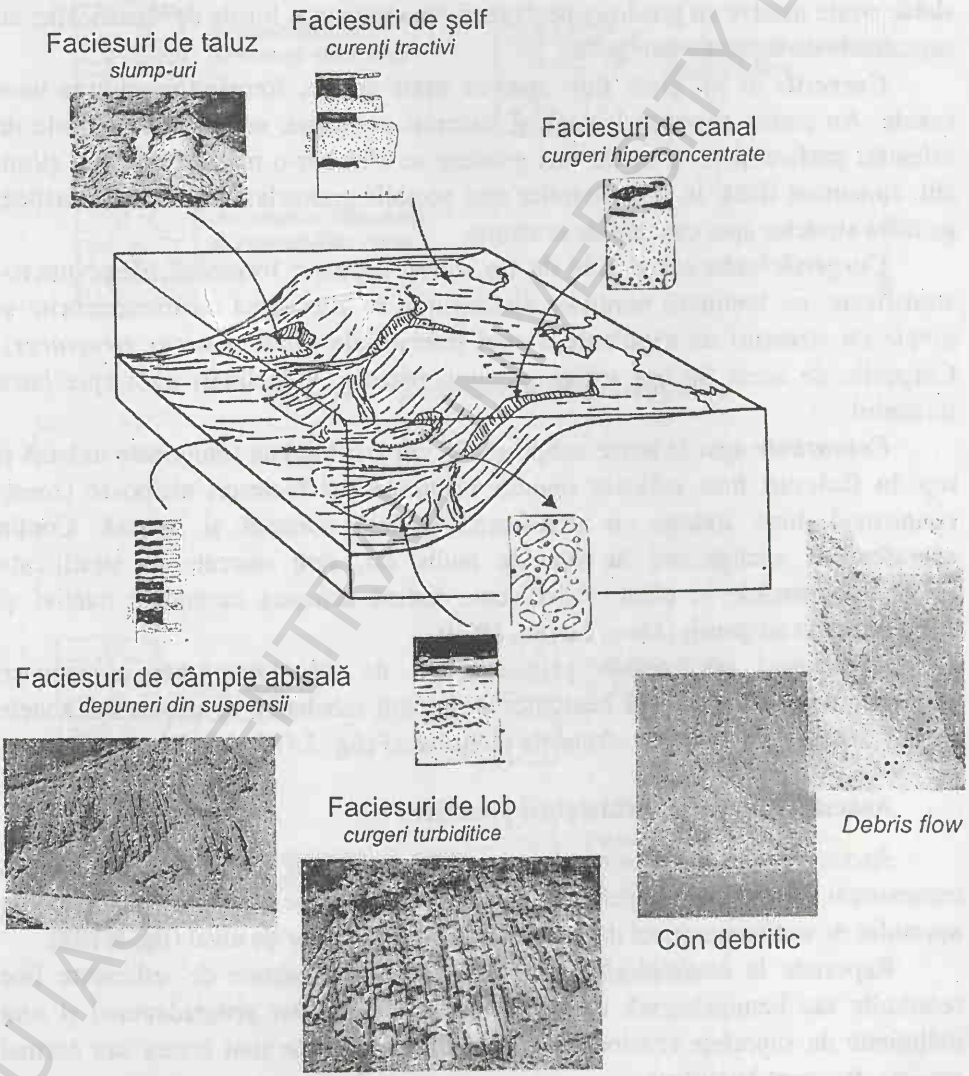



Fig. 2.185. Faciesuri şi mecanisme de transport al sedimentelor în zona taluzului continental.

În cazul alunecărilor fără drenaj pot să apară fenomene de lichefiere, care produc deformări interne severe. Astfel sunt puse în loc brecii de alunecare interstratificate, constând din fragmente de strate contorsionate și fragmentate, cuprinse într-o matrice formată din material complet reorganizat prin curgere. Asemenea aspecte sunt tipice pentru alunecările interstratificate incoerente (Shepard 1973; Allen, 1985).

*Curgerile gravitaționale de tip debris flow*, în sens de depozit (produs) sunt alcătuite din claste ruditice prinse într-o masă lutitică, argiloasă, cu sortare foarte slabă; strate masive cu grosimi uneori mari, neorganizate, lipsite de stratificație; au suprafețele de separație neregulate.

*Curgerile de tip grain flow* apar ca strate groase, formând umplutura unor canale. Au partea superioară plană și structuri omogene, neorganizate, lipsite de orientări preferențiale. Clastele mai grosiere se află într-o matrice de nisip și/sau silt, cu sortare slabă. În baza stratelor sunt posibile granoclasări și filoane clastice; pe talpa stratelor apar caneluri de eroziune.

*Curgerile mâloase* și cele de tip *slurry deposits* formează pânze microstratificate, cu laminații paralele, discontinui, în alternanță cu microdebrite și nivele cu structuri de expulzare a apei interstițiale (*dish* și *wispy structures*). Corpurile de acest tip pot atinge grosimi metrice cu înclinări mici spre baza taluzului.

***Conturitele*** apar în strate subțiri (5–25 cm grosime) cu limite nete în bază și top, în faciesuri fine, mâloase (*muddy conturites*) și faciesuri nisipoase (*sandy conturites*), bine sortate, cu stratificație gradată normală și inversă. Conțin suprafețe de amalgamare în top. De multe ori, sunt marcate de stratificații (laminații) paralele și chiar oblice, care indică acțiunea curenților tractivi și depunerea din suspensii (Stow, Lovell, 1979).

Biofaciesul este definit prin asociații de microorganisme planctonice (foraminifere), de organisme bentonice și de părți scheletice remaniate din zonele de șelf. Adesea, se întâlnesc efecte ale bioturbației (fig. 2.186; 2.187).

**Asociații litologice; arhitecturi specifice**

Asociațiile litologice din aria taluzului continental (engl. = *slope-aprons*), caracterizat prin alternanța pantelor cu praguri, constituie răspunsuri, în timp, ale aportului de sedimente (ratei de sedimentare) și oscilațiilor de nivel (fig. 2.188).

Raportate la *modelul clastic*, faciesurile sunt dominate de sedimente fine (conturite sau hemipelagite), iar secvențele au un caracter progradațional și sunt delimitate de suprafețe erozionale. Asociațiile conturitice sunt invers sau normal gradate, frecvent bioturbate.

BCU CLUJ / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

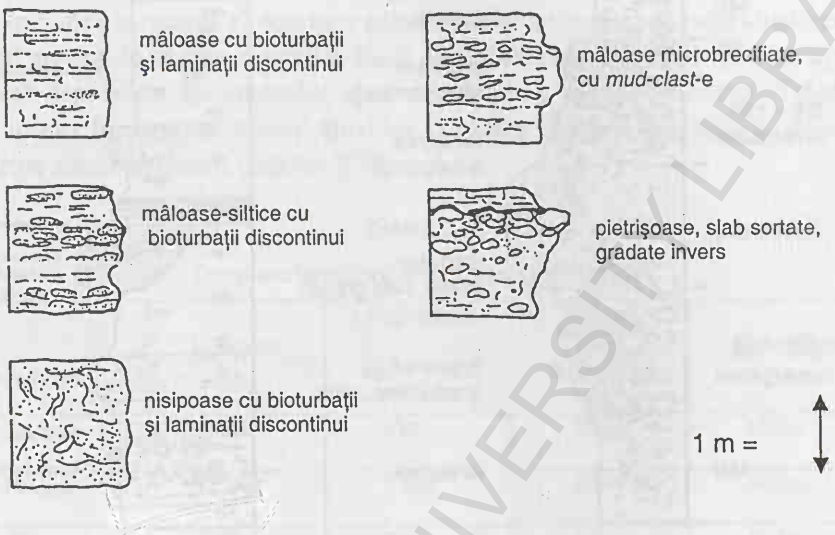



Fig. 2.186. Microfaciesuri conturitice clastice.

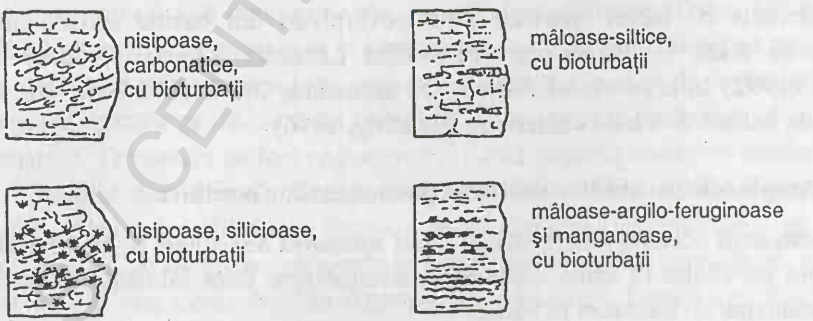



Fig. 2.187. Microfaciesuri biotice şi autigene.

BCU IAŞI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

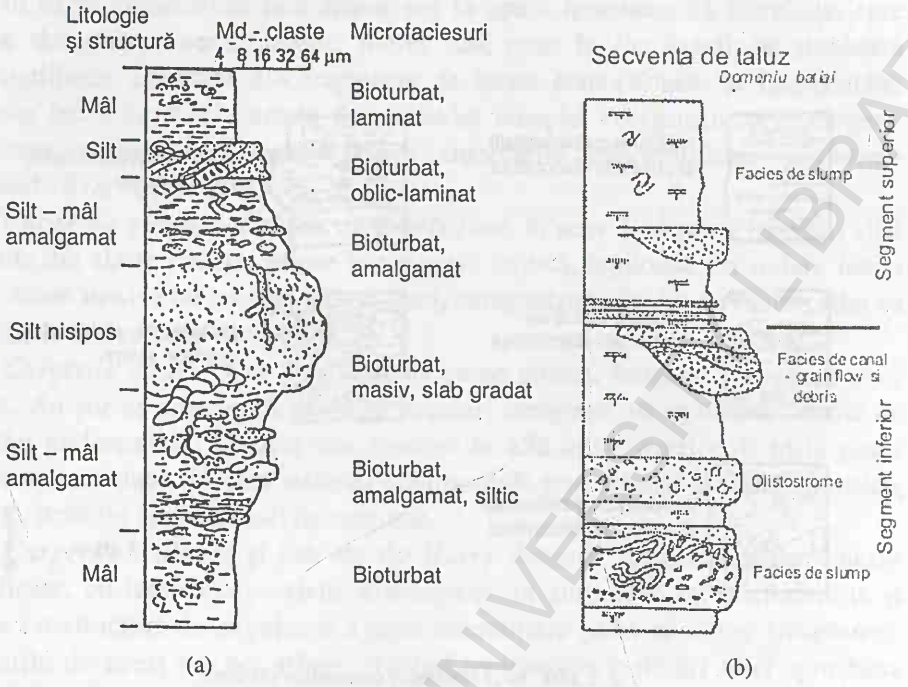



Fig. 2.188. a – Asociații litologice, de facies, în depozitele sedimentare acumulate în sistemul clinoformelor, domeniul batial al taluzului continental; b – detaliu pentru o secvență conturitică (după Mutti, Ricci, 1972, cu modificări).

Deasupra *povârnișurilor faliate* se acumulează secvențe FUS care sugerează o dinamică activă, cu repetate coborâri ale fundului bazinului.

*Taluzurilor carbonatice* li se asociază secvențele cu caracter de FUS.

Secvențe de facies specifice unor povârnișuri din bazine actuale au fost descrise de Aksu (1992) în zona Peninsulei Labrador, Oceanul Atlantic și de Masson (1992) în nord-vestul Africii. De asemenea, în Golful Mexic sunt citate sedimente batiale de vârstă cuaternară (Reading, 1996).

### Complexele turbiditice din zona piemonturilor oceanice

Piemontul oceanic este forma de relief submarin dezvoltată pe acumulările de sedimente provenite în urma deplasării clastelor spre baza taluzului continental, prin mecanisme de transport în masă.

Procesele declanșate în extremitatea superioară a povârnișului continental și în lungul acestuia, spre baza sa, ca urmare a supraîncărcării cu sedimente mobile, neconsolidate, a stricării echilibrului depozițional prin mișcări bruște, de multe ori de natură seismică și sub influența constantă a forței gravitaționale, conduc la sedimentări masive, cu rate mari și organizări interne extrem de diferite.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Corpurile astfel formate în zona de joncţiune a taluzului cu domeniul câmpiilor abisale constituie *conuri submarine* (*submarine fans*) de dimensiuni mari, de ordinul sutelor de km.

În bazinele marine şi oceanice actuale, astfel de corpuri se individualizează în dreptul gurilor de vărsare a marilor fluvii care alimentează şelfurile pe care ajung şi forţează deplasarea sedimentelor spre marginile distale ale acestora. Trăsăturile unor conuri formate în dreptul fluviilor Amazon, Gange, Mississippi, Rhon etc. confirmă aceste aprecieri (tabelul 2.22).

*Tabelul 2.22*

Complexe turbiditice actuale; caracteristici fizice

| | Lungime | Suprafaţă $km^2 \times 1\,000$ | Volum $km^3 \times 1\,000$ | Granofacies |
|---|---|---|---|---|
| *Amazon* | 700 | 330 | 700 | Mâlos |
| *Bengal* | 2 800 | 3 000 | 4 000 | Mâlos |
| *Rhon* | 440 | 70 | 140 | Mâlos-nisipos |
| *Mississippi* | 540 | 300 | 290 | Mâlos |
| *Dunăre* | 2 860 | 817 | 51 (Mt/an) | Mâlos-nisipos |

Foarte multă vreme aceste corpuri de sedimente au fost considerate, simplu, ca fiind efecte ale curenţilor submarini de densitate mare, cu grad de turbulenţă ridicat, cunoscuţi sub denumirea de *curenţi de turbiditate* (Daly, 1936; Stanley, 1976). Este motivul pentru care în literatura de specialitate mai veche produsele lor sunt denumite prin termenul de *conuri turbiditice*. Curenţii de turbiditate au fost menţionaţi pentru prima oară de Daly (1936) în legătură cu formarea canioanelor submarine. Treptat, ei au fost consideraţi şi cauza naşterii conurilor submarine.

Studiile din ultimele decade (Bouma, 1985; Mutti; 1992; Reading, 1996, Mulder, Alexander, 2001) au demonstrat că dinamica sedimentelor pe pante cu grade diferite de înclinare, respectiv în lungul povârnişului continental, este foarte complexă şi este controlată de foarte mulţi parametri. Deplasarea clastelor spre baza taluzului se supune legilor transportului în masă şi urmează, aşa cum s-a putut vedea din analiza proceselor de curgere gravitaţională, mai multe etape hidrodinamice: declanşarea alunecării (*slump*-ul), iniţierea curgerii, stratificarea şi, apoi, separarea curgerii (fig. 2.189).

BCU IASI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

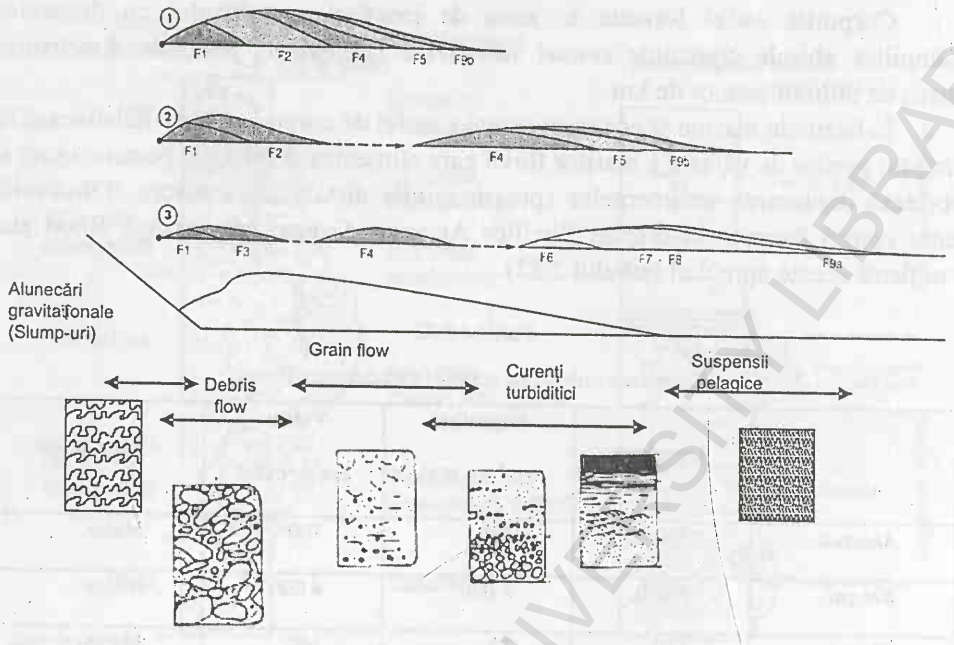



Fig. 2.189. Succesiunea proceselor depoziționale în formarea complexelor turbiditice; $F_1$–$F_9$ – faciesuri turbiditice (după Mutti, 1992; v. fig. 2.191).

Problemele conexe sedimentologiei complexelor turbiditice țin de mai mulți factori care controlează evoluția acestora (Anastasiu, Panaiotu, 1995; Reading, 1996):

– sistemul de alimentare al șelfului distal și, implicit, aportul de sedimente spre bazin;

– granulometria clastelor antrenate în aceste mișcări și distribuția dimensiunilor acestora (gradul lor de sortare);

– mecanismele de curgere, pe pantă, a sedimentelor și dimensiunea curgerilor;

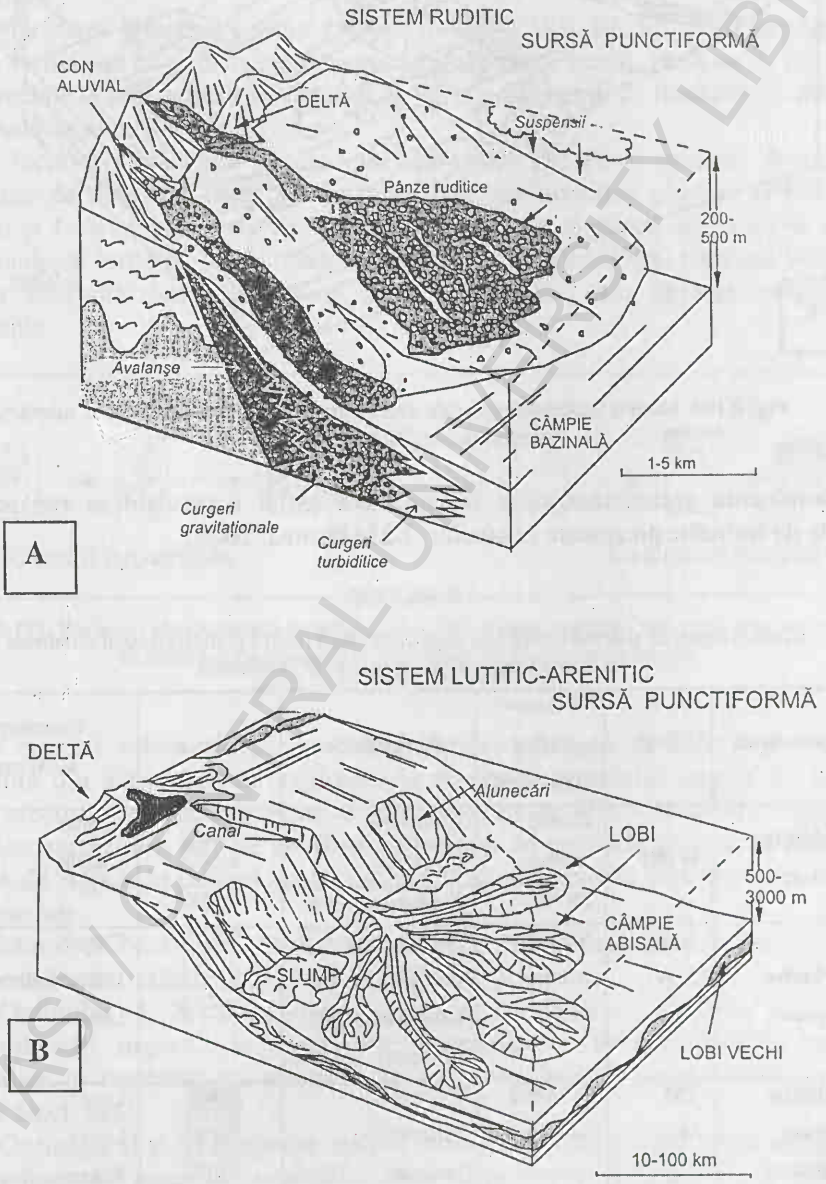
– morfologia fundului bazinului oceanic și sistemul de canale care dirijează traiectul curgerilor;

– spațiul disponibil (*accomodation*) pentru astfel de acumulări, controlat și el de relația *tectonică – oscilațiile de nivel* din bazin și *aportul de sedimente*. În spiritul stratigrafiei secvențiale, odată cu scăderea nivelului relativ al mării (oceanului), în stadiul *lowstand* (LST) se acumulează, succesiv, conuri de bazin (*basin floor fan*) și conuri de taluz (*slope fan*) (vezi și secțiunea 2.5).

Sistemul de alimentare a conurilor submarine corelat cu granulometria curgerilor și, în final, cu trăsăturile granulometrice ale sistemelor turbiditice au permis lui Reading și Richards (1994) separarea a 12 modele tridimensionale, generale. Ele au devenit, astăzi, repere importante în analiza secvențială și un pas important în elaborarea modelelor de facies (fig. 2.190).

BCU CLUJ CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Alimentarea sistemului se realizează din surse *punctiforme* (*point source*), *multiple* (*multiple source ramps*) sau/şi *liniare* (*slope-apron linear source*), care generează sedimente preponderent *lutitice* (*mud-rich systems*), *mixte* arenitolutitice (*mud/sand*), *arenitice* (*sand*) şi *ruditice* (*gravel*). Trei dintre acestea sunt prezentate în fig. 2.190.




BCU IAŞI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

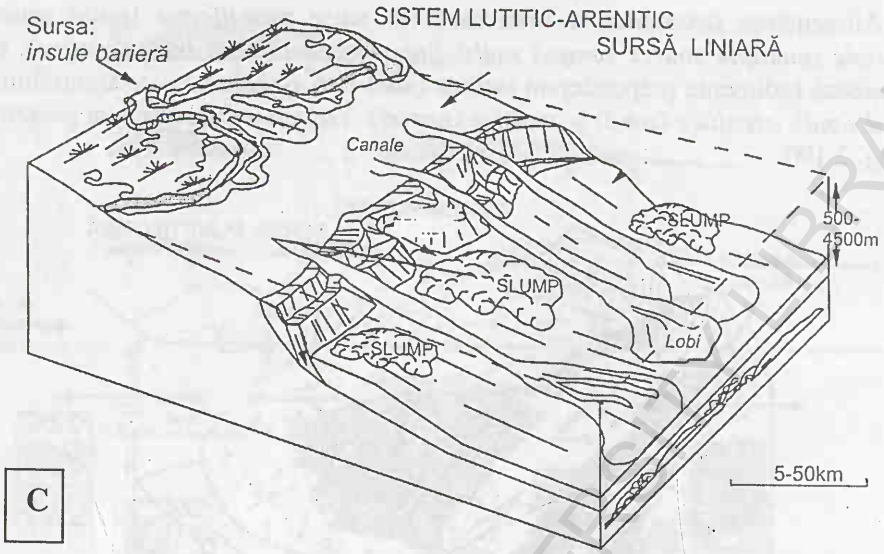



Fig. 2.190. Modele tridimensionale ale sistemelor de alimentare a conurilor submarine (după Reading, Richards, 1994).

Dominanta granulometrică a sedimentelor astfel acumulate se regăseşte în clasele de turbidite prezentate în tabelul 2.23 (Bouma, 2000).

*Tabelul 2.23*

Clase şi tipuri de sisteme turbiditice organizate după natura granofaciesului dominant şi a structofaciesului; semnificaţii ambientale

| Clasa–tipul | Cod | Grano-facies dominant | Structofacies | Figura | Geometria secvenţei |
|---|---|---|---|---|---|
| **Turbidite grosiere** | **G (R)** | Gravel (rudit–pietriş) | M–masiv<br>G–gradat<br>S–plan stratificat | | Prisme<br>Canale |
| **Turbidite nisipoase** | **S (A)**<br>**S-M** | Sand (arenit–nisip) | X–încrucişat (oblic-tabular/concoid)<br>M–masiv | | Canale<br>Lobi canalizaţi<br>Lobi |
| **Turbidite mâloase, argiloase** | **TM**<br>**M** | Silt/Mud (silt–lutit) | P–paralel (orizontal) laminat | | Lobi<br>Levee<br>Pânze |

BCU IAŞI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Clasificarea Mutti (Mutti, 1991; Mutti *et al.*, 1992) (fig. 2.191) fixează 12 faciesuri turbiditice împărţite în trei mari categorii (Bouma, 2000):

– faciesuri foarte grosiere (*very coarse grained*) – F1, F2, F3 – generate prin curgeri coezive de tip *debris flow* (F1), de curgeri fluide hiperconcentrate (F2) şi, mai rar, prin îngheţarea curgerii atunci când aceasta trece dintr-una plastică într-una fluidă (F3);

– faciesuri grosiere (*coarse grained facies*) – WF, F4, F5, F6 – produse de curenţi turbiditici de densitate mare, purtători de rudite medii. Faciesurile F4 şi F5 sunt comune şi sunt definite de covoare de tracţiune, structuri de fluidizare şi structuri erozionale de amalgamare;

– faciesuri fine (*fine grained facies*) – F7, F8, F9 – produse de curenţi turbiditici de densitate mare, dominaţi de fracţiuni arenitice grosiere (F7 şi F8), precum şi faciesuri generate de curenţi turbiditici de densitate scăzută (F9 a), în care ponderea lutitelor creşte foarte mult; aceste faciesuri (F9 a) exprimă secvenţa Bouma fără diviziunea bazală şi se caracterizează prin absenţa structurilor erozionale.

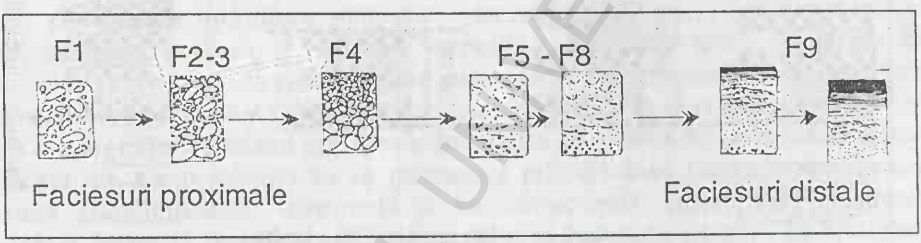



Fig. 2.191. Faciesuri ale sistemului turbiditic (F1 – F9) (pentru explicaţii vezi text); succesiuni de depunere şi microstructuri specifice proceselor depoziţionale (după Mutti, 1992, cu modificări).

Cercetări relativ recente şi reconsiderări generate de informaţia bogată provenită din activitatea de explorare în domeniul petrolului (zecile de mii de foraje efectuate în lume) au impus o ierarhizare a conurilor submarine, respectiv a conurilor turbiditice, funcţie de dimensiunea lor, de perioada de timp în care s-au format, de etapele în care au evoluat şi, astfel, de subunităţile depoziţionale care au fost generate.

Mutti şi Nordmark (1991) recomandă utilizarea următoarelor categorii sedimentologice (tabelul 2.24 şi fig. 2.192; 2.193).

Ordinului I îi corespund *complexe turbiditice* delimitate de două discontinuităţi majore, de regulă de tip erozional (*unconformities*); au fost acumulate în momente cu tectonică activă şi oscilaţii de nivel pe termen lung (cauze alociclice).

Ordinelor II şi III le aparţin *sisteme turbiditice* şi, respectiv, *stagii turbiditice* sedimentate sub controlul oscilaţiilor de nivel pe termen mai scurt ($10^4$–$10^5$ ani), separate de hiatusuri reduse.

BCU IAŞI - CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Ordinul IV grupează asociațiile de faciesuri turbiditice sau *secvențele turbiditice* = *substagiu* în clasificarea lui Mutti (1992), de regulă prograde (*coarsening-up sequences*), în care se identifică tranziții de la canale la lobi și/sau câmpii bazinale.

Ordinului V îi corespund unități depoziționale „stratale", la scară mică, având structuri erozionale și depoziționale de tipul faciesurilor turbiditice și *facies-tracts*-urilor.

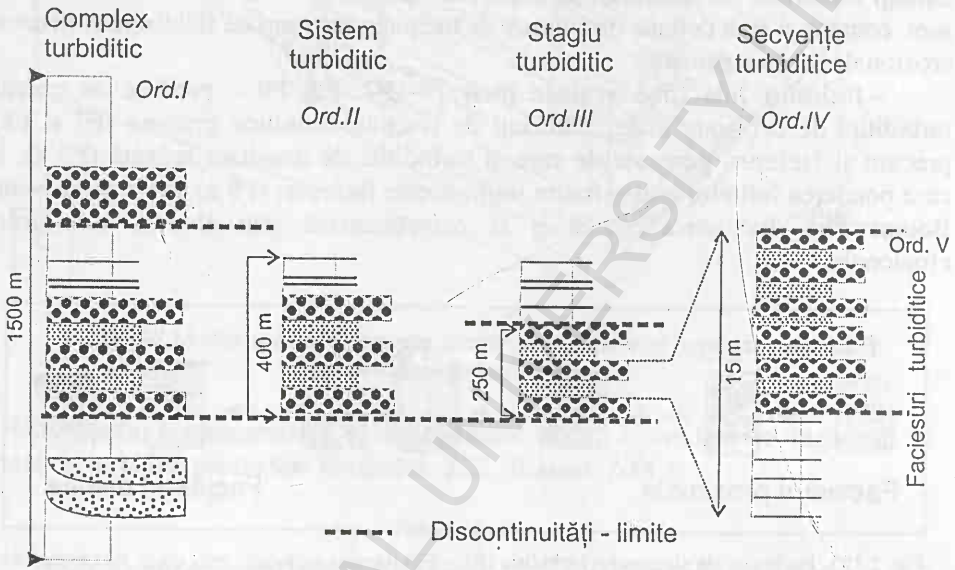



Fig. 2.192. Ierarhia unităților depoziționale în cadrul complexelor turbiditice și grosimile corespunzătoare (după Mutti, Normark, 1992, cu modificări).

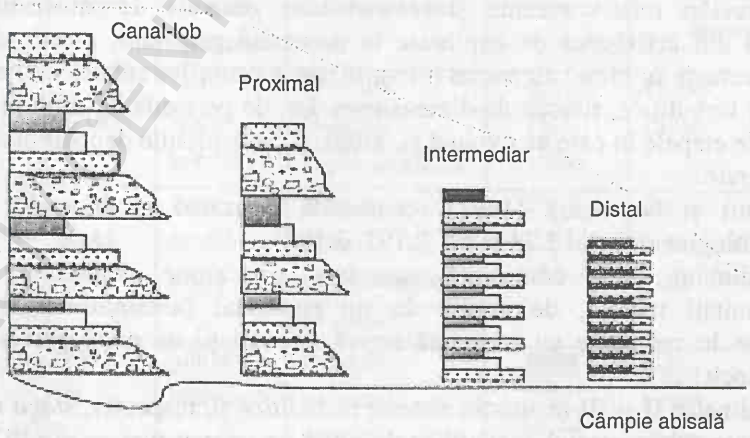



Fig. 2.193. Secvențe proximale și distale în sistemul canal – lob.

BCU IAȘI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

*Tabelul 2.24*

Ierarhia complexelor turbiditice, morfologia corpurilor aferente, grosimi şi perioade de acumulare (după Mutti, Normark, 1991)

| Ordin | Unităţi depoziţionale | Arhitecturi (morfologii) specifice | Grosimi (m) | Perioade de acumulare (ani) |
|---|---|---|---|---|
| **Ord.5** | Facies elementar (şi *facies tracts* – ord.6 ) | Mezo- şi microforme stratale (laminare) | cm– 1,5 | $\times 10^2$ |
| **Ord.4** | Secvenţe (asociaţii de faciesuri) turbiditice | Macroforme | 15 | $\times 10^3$ |
| **Ord.3** | Stagiu turbiditic | Lobi, canale, levee | 250 | $\times 10^4$ |
| **Ord.2** | Sistem turbiditic | Con = fan | 400 | $\times 10^5$ |
| **Ord.1** | Complex turbiditic | Con = fan | 1 500 | $\times 10^6$ |

*Complexele turbiditice* sunt, deci, asociaţii de *sisteme turbiditice* în care se individualizează *stagii* şi *secvenţe turbiditice*. La acest nivel, un eveniment depoziţional colmatează *canalele* prin care „curg" sedimentele şi lasă (împrăştie) încărcătura de sedimente sub forma *leveelor* (depozite de *overbank*), de o parte şi alta a marginilor canalului sau spre extremitatea bazinală a lor, sub forma *lobilor*. Fiecare din aceste corpuri se va recunoaşte prin trăsături faciesale specifice, de natură granulometrică, structurală şi microstructurală, petrografică şi, uneori, printr-o amprentă biotică specifică marcată prin frecvente structuri de bioturbaţie (în ciuda faptului că în astfel de ambianţe „energetice" diversele forme de vieţuitoare nu-şi găsesc un cadru prielnic) (fig. 2.194; 2.195).

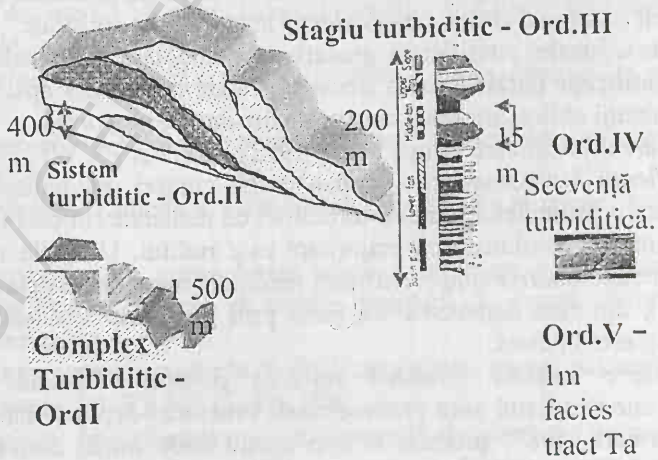



Fig. 2.194. Sisteme şi stagii turbiditice.

BCU IASI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

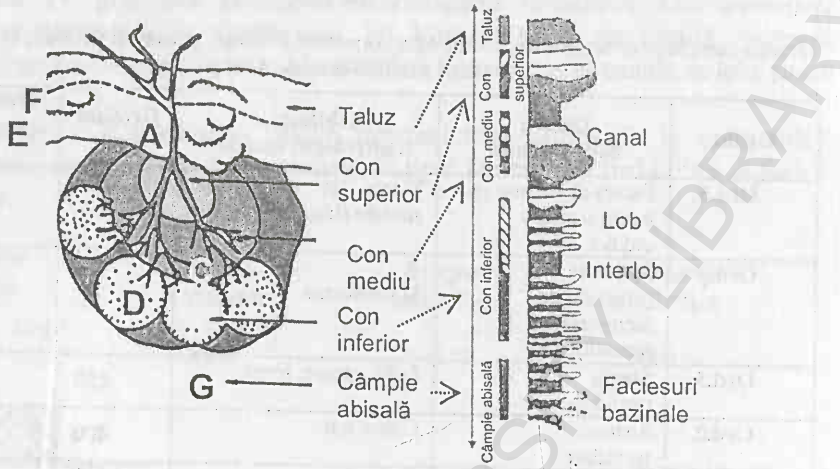



Fig. 2.195. Structura conurilor submarine, zonalități și faciesuri depoziționale.

*Faciesuri de canal*

Canalele din aria corpurilor turbiditice sunt albii (văi) erozionale prin care sunt transportate sedimentele, colmatate ulterior (*fill channel*) și devenite corpuri alungite și/sau sinuoase cu baza neregulată. Ele ating grosimi de ordinul zecilor și sutelor de metri și constau, prin cumulare, din succesiuni gradate de tip FUS (*fining-up*) și TnS (*thinner-up*).

*Granofaciesul* canalelor variază de la rudit grosier la rudit fin – arenit grosier – arenit mediu.

*Structofaciesul* este reprezentat prin structuri erozionale și construcționale:

– erozionale: de amalgamare, urme erozionale concave adânci (*concave deep scours*), galeți moi (*mud clasts, rip-up clasts)* antrenați din substrat;

– construcționale: stratificație gradată cu granoclasare normală, covoare de tracțiune, stratificație paralelă; cu o frecvență foarte redusă pot apare ondulații de curent și laminații oblice; structuri masive de tip *matrix-supported.*

*Faciesuri depoziționale* (după Mutti, 1992) – F1, F2, F3, WF, F9b

*Semnificații hidrodinamice* – depuneri din curgeri gravitaționale fluide de mare densitate a particulelor, curenți turbiditici de densitate ridicată (Lowe, 1982), în care populația granulometrică majoritară este ruditul. Unitățile masive de tip paraconglomeratic (*matrix supported*) sunt rezultatul unor curgeri plastice, mâloase (*debris flow*), din care depunerea s-a făcut prin înghețare. Extinderea laterală a acestor unități este limitată.

*Organizare stratală* (*channel stacking pattern*). Canalul, ca element arhitectural, este rezultatul unor procese mixte erozional-depoziționale (canal mixt – Mutti, Normark, 1987) produse într-un spațiu unde inițial domină eroziunea, urmată, prin echilibrare, de depunere (fig. 2.196). El însumează, prin repetare și suprapunere, canale mai mici, amalgamate lateral și vertical.

BCU "LUCIAN BLAGA" UNIVERSITY LIBRARY

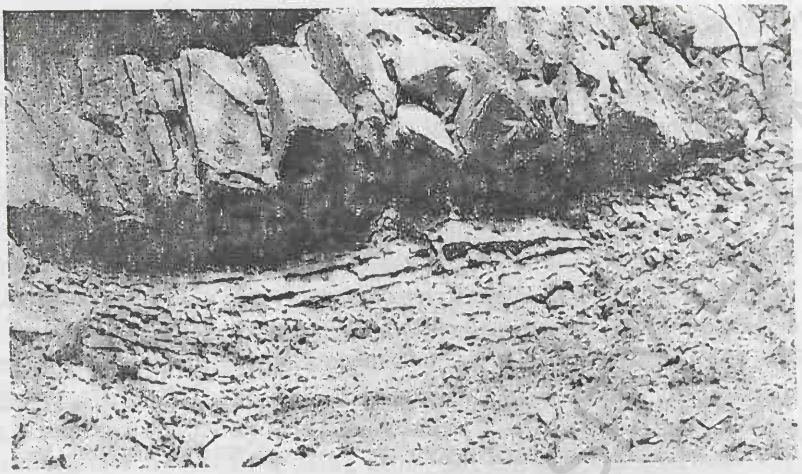


Fig. 2.196. Baza unui canal turbiditic în Formaţiunea Gresiei de Kliwa, valea Slănic, Carpaţii Orientali (foto Anastasiu, 2000).

Migrarea laterală a canalelor mici ce compun elementul arhitectural este reflectată de asocierea verticală a depozitelor grosiere cu depozite fin stratificate, arenito-lutitice (A:L = 60:40%), reprezentând grinduri sau depozite de *overbank*. Unităţile arenitice au ondulaţii de curent şi laminaţii oblice în care singurul element diagnostic pentru depozitele de *overbank* îl constituie asocierea verticală cu depozitele de canal (Clark, Pickering, 1996).

*Faciesuri mixte canal–lob*

Tranziţia de la canal la lobi (depunerile aplatizate cu formă de evantai) se realizează prin faciesuri cu o granulometrie mai fină, prin grosimi însumate mai mici (zeci de metri) şi prin aspectul general stratificat (tabular) al unităţilor depoziţionale.

*Granofaciesul* variază de la rudit mediu – fin (*grannules*) la arenit grosier – mediu – fin.

*Structofaciesul* este reprezentat prin structuri erozionale, construcţionale şi deformaţionale:

– erozionale: trunchieri erozionale, caneluri de eroziune, riduri de dragaj, galeţi moi;

– construcţionale: granoclasare normală, covoare de tracţiune, stratificaţie gradată, stratificaţie paralelă şi oblică, ondulaţii de curent, laminaţii oblice şi paralele orizontale;

– deformaţionale: structurile de fluidizare (*water escape*) au caracter diagnostic.

*Faciesuri* – F4, F5, F6, F7, F8, F9b

*Semnificaţii hidrodinamice* – ele reprezintă depuneri din curgeri gravitaţionale fluide, hiperconcentrate şi concentrate, de mare densitate a particulelor, în care populaţia granulometrică majoritară a fost arenitul grosier.

*Organizarea stratală* în zona de tranziție de la canal la lobi este rezultatul unor procese dominant depoziționale. Tendința generală înregistrată într-un astfel de element este de *thinner* și *fining-up*, părțile inferioare fiind dominant ruditice, iar cele superioare, arenitice fine. Topul elementului este caracterizat de abundența secvențelor Bouma incomplete Ta – Tb, închise, de lutit hemipelagic. Acest element corespunde zonelor în care canalele își pierd individualitatea.

*Tabelul 2.25*

Principalele trăsături sedimentologice ale faciesurilor de canal și lobi din constituția complexelor turbiditice

| Caracteristici | Canal | Lobi |
|---|---|---|
| Grosime | 1–50 m | 1–50 m |
| Procese | Transport în masă *slump, debris flow* | Curenți de turbiditate |
| Petrofacies | Conglomerate, gresii, argile, *mudstone* | Gresii, argile |
| Structuri | Neorganizate, limite erozionale | Secvența Bouma |
| Geometrii | Canale colmatate Corpuri lenticulare | Corpuri tabulare, pânze |
| Secvențe | *Fining upward thinning-up* | *Coarsening upward thicker-up* |

### *Faciesuri de lob*

Lobii ocupă poziții distale în cadrul corpurilor turbiditice și au tendința de a se dezvolta mai mult lateral (pe zeci de $km^2$) decât vertical. Geometria corpurilor este lentiliformă, cu baza plană și topul convex, în zonele de maximă grosime (10–50 m), și tabulară în cele cu grosime mică (fig. 2.197).

Trăsăturile lor sedimentologice sunt variate și se caracterizează prin dominanța fracției arenitice fine, prin stratificația evidentă a unităților depoziționale și prin predominarea secvențelor gradate, tip Bouma.

Depunerile din curgeri (curenți) turbiditice (*s.s.*), prin evenimente repetitive, „pulsații", în valuri (surge) instantanee sau de mai lungă durată, au ponderea cea mai mare în formarea acestor corpuri.

*Granofaciesul* variază de la arenit fin la lutit.

*Structofaciesul* este reprezentat prin structuri erozionale, construcționale și deformaționale:

– erozionale: caneluri de eroziune, riduri de dragaj;

– construcționale: granoclasare normală, stratificație gradată, stratificație și laminație paralele și foarte frecvent ondulații de curent, în special unimodale și ascendente;

– deformaționale: laminații convolute.

BCU "MIHAIL KOGĂLNICEANU" UNIVERSITY LIBRARY

*Semnificaţii hidrodinamice* – depuneri din curgeri gravitaţionale fluide de mică densitate a particulelor (curenţi turbiditici de densitate scăzută), curgeri eficiente (Mutti *et al.*, 1992), în care populaţiile granulometrice majoritare au fost arenitul fin şi lutitul.

*Faciesuri* – F9a

*Organizarea stratală.* În cadrul lobilor, organizarea stratală este rezultatul unor procese depoziţionale în urma cărora sunt generate cele mai mari acumulări de arenit din cadrul sistemului depoziţional al mărilor adânci.

Unităţile depoziţionale sunt reprezentate din secvenţe Bouma fără partea bazală Tb–Tc–Td+e şi ale căror grosimi sunt centimetrice – decimetrice. În cadrul unui lob, tendinţa generală (aproape pe toată grosimea) este de *thicker-up* şi se datoreşte fenomenului ciclicităţii de compensare, urmare a frecventelor efilări laterale ale unităţilor depoziţionale. Cu toate acestea, topul fiecărui lob este marcat de o tendinţă, la scară mică (metrică), de *thinner* şi *fining-up*.

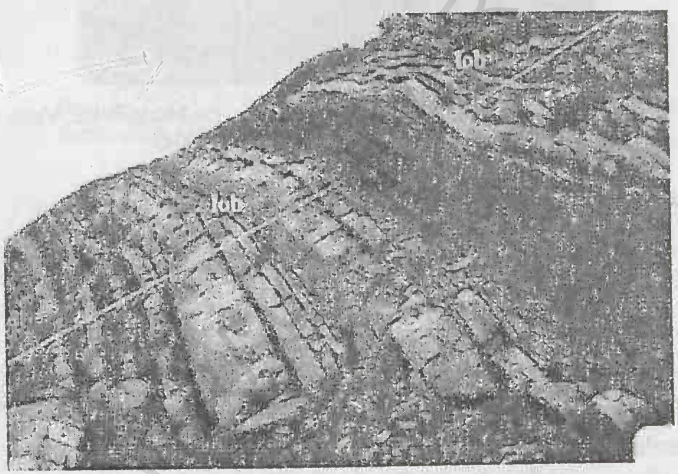



Fig. 2.197. Lobi depoziţionali şi ciclicitate de compensare (Gresia de Tarcău, Eocen, Carpaţii Orientali), (foto Vârban, 2000).

### *Faciesuri de câmpie abisală*

De multe ori, în constituţia conurilor submarine apar, în extremitatea lor bazinală şi faciesuri de câmpie abisală. Ele cuprind:

– *turbidite bazinale* (*basinal floor fan*, secţiunea distală) – alternanţe fin stratificate (F9a) de arenit/lutit (<10 cm/strat), în care arenitele prezintă, uneori, ondulaţii de curent şi laminaţii oblice, iar alteori, laminaţii paralele; structurile lor interne sunt, de multe ori, similare cu cele din levee (*overbank*) şi, de aceea, diagnosticarea lor este o operaţiune dificilă;

– *hemipelagite* – depozite distale, reprezentând depuneri din curenţi nefeloizi (densitate scăzută, termohalini) şi din suspensii liniştite; din punct de vedere

granulometric, sunt lutite și pot fi asociate cu pelagite tipice reprezentate prin unități de grosimi centimetrice (<5 cm), bogate în bioclaste planctonice (fig. 2.198). Extinderea laterală a hemipelagitelor este de ordinul sutelor de $km^2$ (vezi și secțiunea 4.9.2).

Fig. 2.198. Faciesuri bazinale în Formațiunea marnelor albe bituminoase, Valea Tazlău, Carpații Orientali (foto Anastasiu, 2004).

**Depozite vechi; exemple clasice din lume**

Depozite vechi ce au la origine sedimente batiale acumulate într-un sistem de clinoforme se întâlnesc în bazine instalate pe margini pasive, precum și în bazine din zone de subducție (*forearc*) și din zone de coliziune (de *foreland*). Acestea se pot găsi în:

– olistostromele cretacice din Munții Trascău, România (vezi Studii de caz – 5.10);

– calcarele de Adneth, cu alunecări nestratificate, din Alpi și Jura;

– curgerile gravitaționale din flișul cretacic din Carpații Orientali (România) și flișul mezozoic și cainozoic din Apenini;

– curgeri mâloase de tip *slurry*, descrise de Lowe și Guy (2003) în Formațiunea de Britania – Cretacic inferior, din Marea Nordului;

– curgeri turbiditice în complexele turbiditice din Carpații Orientali, Pânza de Tarcău – Formațiunea Gresiei de Tarcău – studiu de caz 5.5 – și Formațiunea Gresiei de Kliwa – studiu de caz 5.7;

– asociații litologice vechi, de taluz (*slope-apron*), bine deschise în Irlanda – Formațiunea de Gull Island, la nivelul Carboniferului (Martinsen, 1989), America de Nord, Oklahoma – Gresia de Tonkawa, Carbonifer mediu (Kumar, 1984) și în Groenlanda – Grupul de Wollaston Foreland (Surlyk, 1987).

Faciesuri și sisteme turbiditice au fost identificate în formațiuni de diferite vârste, iar analiza lor atentă a condus la elaborarea unor modele de facies care au devenit standarde pentru cercetarea sistemelor de mare adâncă. Bazinele în care

BCU CLUJ CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

s-au acumulat reprezintă bazine de graben, bazine de margine pasivă, bazine în zone de subducţie (fose şi *forearc*-uri), bazine din zone de coliziune (remanente sau de *foreland*).

Exemple concludente pot fi: *Kongsfjord Formation*, Precambrian, Norvegia (Pickering, 1985); *Shale Grit*, Carbonifer superior (Walker, 1966) (fig. 2.199); *Rosario Group*, Cretacic (Nilsen, Abbot, 1981); *Rocks Formation*, Eocen, Santa Lucia Range, California (Link, Nilsen, 1980).

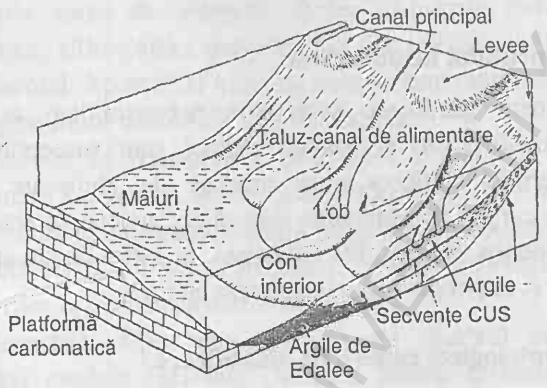



Fig. 2.199. Model de facies pentru Formaţiunea de Shale Grit, Anglia (Davis, 1992).

În România, au fost elaborate modele de facies pentru sisteme turbiditice, în flişul assyntic din Dobrogea Centrală – Formaţiunea de Histria („F. şisturilor verzi", Oaie, 1998) şi în flişul Carpaţilor, la nivelul Eocenului, *Grupul de Măgura* (Aroldi, 2001), *Formaţiunea Gresiei de Tarcău* (Vărban, Derer, Anastasiu, Roban, Popa, 2000), şi al Oligocenului, *Formaţiunea Gresiei de Kliwa* (Anastasiu, 1994; Anastasiu, Popa, Vârban, 1995).

**Resurse minerale şi energetice**

Valoarea utilitară a complexelor turbiditice este generată de conţinutul de materie organică pe care îl au faciesurile distale şi bazinale ale acestora, precum şi de calităţile de rezervor pe care le îmbracă faciesurile de canal şi lob, ruditice şi arenitice, din segmentele proximale şi mediane ale conurilor submarine.

*Rocile-sursă*, cu un conţinut de materie organică de 6–10%, sunt argile şi argile bituminoase. Exemple din Carpaţi sunt: marnele bituminoase de la nivelul Cretacicului din flişul transcarpatic, şisturile disodilice oligocene din zona flişului Carpaţilor Orientali şi marnele de Pucioasa, de asemenea, oligocene, din Depresiunea Getică.

*Rocile-rezervor*, cu porozităţi de 15–30%, sunt gresii şi conglomerate şi intră în constituţia secvenţelor turbiditice din flişul transcarpatic (Cretacic – Oligocen) (Aroldi, 2001), flişul paleogen din Carpaţii Orientali: Gresia de Kliwa – Oligocen

BCU "LUCIAN BLAGA" UNIVERSITY LIBRARY

și Gresia de Fusaru – Oligocen, formațiunile siliciclastice ritmice (Gresia de Corbi) de la nivelul Oligocenului din Depresiunea Getică (Anastasiu, 1977, 1994, 1995; Vârban, Derer, Anastasiu, Roban, Popa, 2000; Roban, Vârban, Anastasiu, 2001).

În Carpații Polonezi, în zona flișului, rezervoare cu potențial petroligen sunt productive la nivelul Cretacicului (stratele de Lgota), al Eocenului (stratele de Ciekowice) și la nivelul Oligocenului (stratele de Krosno) (Popescu, 1994).

Rezervoare importante în faciesuri turbiditice sunt localizate în Golful Mexic, Marea Nordului, bazinul Alberta (Canada).

**Probleme ale mediului înconjurător**

Povârnișurile care găzduiesc sedimente neconsolidate sau cele cu o infrastructură afectată de fisuri și fracturi majore sunt susceptibile, în timpul cutremurelor, să permită inițierea unor procese de alunecare gravitațională submarină sau a unor curgeri de sedimente care să declanșeze, în zona epicentrului, valuri distrugătoare, de tip *tsunami*. De asemenea, în astfel de situații, se pot rupe cablurile subacvatice și se pot deteriora instalațiile de foraj.

**Repere sedimentologice; criterii de identificare**

• Asociațiile sedimentare din domeniul clinoformelor pot avea o dezvoltare regională, asimetrică; de obicei, sunt mai înguste și se extind paralel cu limita șelfului. Ele cuprind o mare varietate de faciesuri și exprimă diversitatea proceselor care controlează sedimentarea pe pante.

• Sursa principală de material o constituie produsele clastice transportate de râuri deasupra șelfurilor, iar mecanismele de punere în loc sunt controlate de transportul în masă al clastelor; procesele de lichefiere și curgere gravitațională sunt însoțite de stratificări și înghețări ale curgerii. Un rol important în dinamica sedimentelor îl au și curenții nefeloizi; *conturitele* sunt produse asociate.

• Granofaciesurile reflectă întregul spectru dimensional, iar o sortare a acestora poate fi prezentă paralel cu direcția de curgere; curgerile debritice sunt, însă, întotdeauna slab sortate.

• Structofaciesurile exprimă fidel mecanismele de transport și sedimentare și variază de la cele neorganizate la cele paralele stratificate; granoclasările sunt, de multe ori, frecvente.

• Petrotipurile asociate clinothemelor variază de la conglomerate și brecii intraformaționale la diamictite, gresii litice, siltite și argile (*shale, slate*).

• Funcție de geometria povârnișului, secvențele de facies au un caracter progradațional (CUS) pe taluzurile normale, clastice, și un caracter recesional (FUS) pe taluzele faliate. Suprafețe erozionale delimitează astfel de secvențe.

BCU CLUJ / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

*Complexe turbiditice*

• Zonele de piemont oceanic amplasate între povârnişul continental şi câmpiile abisale constituie, în multe cazuri, expresia conurilor submarine turbiditice. Acestea sunt organizate ierarhic şi înglobează, de regulă, mai multe evenimente depoziţionale. Unităţile de ordinele I şi II constituie *complexele turbiditice* şi *sistemele turbiditice*, cu grosimi de mii de metri. Termenii se dovedesc foarte utili şi s-au impus în literatura de specialitate.

• Principala sursă de material pentru sistemele turbiditice o reprezintă materialul terigen, siliciclastic, provenit din extremitatea şelfului continental şi a taluzului continental. Aportul de material pelagic este mult subordonat şi contribuie la formarea segmentelor distale ale acestor sisteme.

• Mecanismele de transport şi acumulare a clastelor sunt determinate de gradul de înclinare a pantelor, de energia paleoreliefului, de modul de alimentare a sistemului turbiditic şi de granulometria clastelor. Astfel, *curgerile gravitaţionale* în toate formele lor şi *curenţii turbiditici*, în sens restrictiv, se află la originea tuturor faciesurilor ce formează astfel de sisteme.

• Granulometria depozitelor acoperă tot spectrul cunoscut şi a impus separarea a trei modele faciesale (Bouma, 2000): *turbidite grosiere*, *turbidite nisipoase* şi *turbidite „mâloase"* (silto-lutitice).

• Structofaciesurile sunt o expresie fidelă a mecanismelor de sedimentare şi variază de la cele neorganizate (debritice) la cele specifice curgerilor fluidale, turbulente (granoclasări, stratificaţii paralele); stratificaţiile oblice tabulare însoţite de ondulaţii de curent (*current ripples*) s-au dovedit prezenţe posibile.

• Petrotipurile fondothemelor cu granofaciesurile şi structofaciesurile definite se grupează în categoria rocilor siliciclastice din familia conglomeratelor, gresiilor litice, arcozelor sau gresiilor cuarţoase (evident, o expresie a surselor care le-au generat) şi, nu de puţine ori în aceste medii, a *graywacke*-lor. Siltitele şi argilele (*shales*) sunt mai frecvente în faciesurile distale.

• Un eveniment depoziţional generează arhitecturi specifice întregului sistem. Astfel, se identifică faciesuri de *canal, lob, canal–lob*, în asociaţii de *con superior* (intern), *median* şi *inferior* (extern) sau în asociaţii ale *conurilor cu lobi ataşaţi* sau *detaşaţi*. Secvenţele au un caracter prograd (CUS) în conul intern şi retrograd (FUS) în conul extern şi cel median. Faciesuri bazinale se pot asocia cu faciesurile conurilor externe.

• Turbiditele grosiere, cele nisipoase, faciesurile de canal şi cele de tranziţie canal–lob îndeplinesc trăsăturile necesare pentru rezervoare foarte bune de hidrocarburi şi apă.

BCU IASI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

## 4.9.2. SUBSISTEMUL FONDOFORMELOR (DOMENIUL ABISAL ŞI HADAL)
(Sedimente abisale asociate câmpiilor abisale, foselor şi rifturilor)

Domeniul abisal, în sensul său cel mai larg, ocupă zonele delimitate de marginile continentale, la adâncimi mai mari de cca 2 000 m. Fundamentul său îl constituie crusta oceanică, iar morfologia fundului este departe de a fi uniformă. În cadrul domeniului, suprafețele cele mai mari sunt ocupate de „câmpiile" abisale, zone aplatizate, slab vălurite, față de care se înalță platouri abisale şi dorsale creionate în lungul zonelor de rift. De asemenea, în zona câmpiilor abisale se poate individualiza un relief negativ marcat de bazinete oceanice şi/sau, spre marginea lor, de fose (zona hadală).

Situat dincolo de marginile continentale, în largul bazinelor marine şi oceanice, domeniul abisal se identifică cu domeniul *pelagic*, distal (sau de larg, *bazinal*) în raport cu zonele costiere şi platformele continentale. Procesele de sedimentare în domeniul abisal îmbracă aspecte foarte variate şi sunt controlate de factori diverşi (Anastasiu, 1998).

### Factorii sedimentării

Natura factorilor care determină tipurile de sedimente din domeniul abisal este fizică, chimică şi biotică. Astfel, procesele de sedimentare vor fi influențate de: calitatea sursei de material, relieful fundului, regimul hidrodinamic, temperatura apelor şi fluxul termic, salinitatea, conținutul de gaze, potențialul redox şi alcalinitatea, activitățile biotice.

*Sursa de material* poate fi foarte diferită (Blatt, Berry, Brande, 1991):

– planctonul animal şi vegetal care trăieşte şi se dezvoltă în largul mărilor şi oceanelor; el generează, după moartea organismelor, principalii constituenți ai faciesurilor *pelagice*;

– detritusul fin, silto-pelitic, de origine terigenă, continentală, adus în spațiul bazinal de râuri, iceberg-uri, vânt (aportul de „praf" eolian); în amestec cu materialul planctonic, el constituie sursa faciesurilor *hemipelagice*;

– „praful" de origine cosmică;

– contribuția evenimentelor vulcanice, terestre şi marine (submarine): cenuşă vulcanică, fragmente de lavă vulcanică, aport de gaze şi soluții hidrotermale, ceea ce explică diversitatea compozițională a sedimentelor abisale.

*Reliefuł fundului* controlează extinderea cuverturilor sedimentare, grosimea lor, dar şi circulația curenților de fund sau instalarea unor micromedii specifice. Zonele câmpiilor abisale sunt cele mai extinse, delimitează fose sau dorsale cu rifturi şi suportă cuverturi de sedimente.

*Regimul hidrodinamic* la adâncimile mari la care se individualizează acest domeniu este considerat liniştit. Energia de bazin este scăzută, iar curenții care traversează acest areal sunt curenți de fund, cu densitate scăzută, termohalini (fig. 2.200). Ei pot avea un rol în transportul detritusului foarte fin dintr-un loc în altul.

BCU CLUJ / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

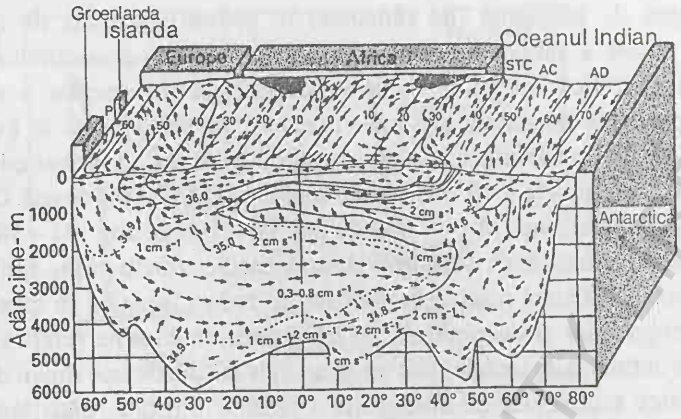



Fig. 2.200. Sistemul de curenţi termoclini, de fund, care circulă în Oceanul Atlantic (Stow, 1979).

*Temperatura medie* a apelor este de 4°C–1°C, dar creşte vizibil în proximitatea zonelor de rift (la peste 40–60°C) sau a hotspoturilor şi influenţează apariţia şi deplasarea curenţilor de fund. De asemenea, fluxul termic ridicat, din apropierea acestor zone, poate cataliza reacţii chimice, influenţând, astfel, fie degradarea materiilor organice, fie procese de autigeneză a sulfurilor.

*Salinitatea medie.* Chimismul global al apelor marine şi concentraţia în săruri a acestora sunt apreciate, în mod curent, prin *salinitate,* care exprimă cantitatea totală de săruri dizolvate la un litru de apă de mare când toţi carbonaţii au fost convertiţi în oxizi, bromurile şi iodurile, înlocuite prin cloruri şi toată materia organică, oxidată.

În constituţia apelor marine intră elemente *thalasofile* (Cl, Br, $SO_4$, B, Na, K, Ca, Mg, Sr), în concentraţii care depăşesc cantitatea furnizată hidrosferei de alteraţie şi eroziune, şi elemente *thalasogene* (coloizi metalici – Zn, Cu, Fe, Mn, Al, Si, şi Sc, Mo etc.) legate, în special, de fazele solide care ajung în mediul marin.

Valoarea medie a salinităţii apelor marine este de 35 g/l şi derivă din coexistenţa acestor ioni disociaţi.

Compoziţia apelor marine se consideră pentru o anumită regiune constantă, întrucât concentraţia elementelor chimice se reglează singură în aşa fel încât „ieşirile" chimice, „precipitările", echilibrează „intrările", într-o perioadă de timp egală cu de câteva ori *timpul de rezidenţă* a elementelor în soluţie; elementele cu timp de rezidenţă mai mic de 1 000 de ani tind să aibă o distribuţie eterogenă faţă de elementele cu timp de rezidenţă mai mare (Na, K, Mg, Ca, Cl, Br = $10^8$ ani, $HCO_3^-$ = $10^5$ ani), care realizează distribuţii omogene; elementele care intră în ciclurile biologice (Si, P, N) se abat de la această regulă având timpi de rezidenţă reduşi.

Timpul de rezidență (de rămânere în soluție) este dat de raportul dintre cantitatea totală a substanței respective în apa marină și cantitatea introdusă de rețeaua hidrografică. El poate varia de la perioada de amestec a apelor până la $10^8$ ani (perioada de amestec a apei oceanice în primii 100 m este de 10 ani; amestecul apelor în adâncime are loc în cca 1 000 de ani). De exemplu, pentru Na – 260 000 000 de ani; Mg – 12 000 000 de ani; K – 11 000 000 de ani; Ca – 1 000 000 de ani; Si – 8 000 de ani; Mn – 7 000 de ani; Fe – 140 de ani; Al – 100 de ani.

În mod curent, însă, față de valoarea medie a salinității, apele oceanice și marine prezintă abateri mari, condiționate de zona climatică în care se găsesc (și deci de temperatură și evaporație), de adâncimea la care ne referim, de relația cu marginea continentală, unde există un aport substanțial de ape dulci, de prezența lor în vecinătatea sectoarelor de divergență a plăcilor crustale, unde temperatura este mult mai ridicată și aportul de soluții juvenile aproape omniprezent. Din aceste cauze, salinitatea tinde să descrească spre fundul bazinelor la 34‰, dar, tot aici, să atingă în zonele de rift, 175‰ (Marea Roșie).

*Conținutul de gaze.* Principalele gaze din mediul marin, cu efect sedimentogenetic, sunt $O_2$, $CO_2$, $H_2S$, $Cl^-$, $SO_3^{-2}$.

**$O_2$** scade direct proporțional cu adâncimea, ajungând pe fundul bazinelor la conținuturi de 1 $cm^3/l$; suprafața de sedimentare poate avea un Eh > 0, favorizând stabilitatea oxizilor de Mn, Fe și descompunerea materiei organice. În bazinele cu circulație restrictivă, semiînchise, sub nivelul pragurilor, $O_2$ dispare, iar locul lui este, de regulă, ocupat de $H_2S$; mediul devine *euxinic,* favorizând conservarea substanței organice și formarea sulfurilor.

Conținutul de **$CO_2$** crește direct proporțional cu adâncimea (presiunea) și scăderea temperaturii, atingând pe fundul oceanelor concentrații de 25 $cm^3/l$; conținutul de $CO_2$ în apă controlează stabilitatea carbonaților.

Precipitarea $CaCO_3$ poate avea loc pe un interval batimetric larg, până în vecinătatea limitei de compensație a carbonaților (CCD – de la *carbonate compensation depth* din limba engleză), adică până la nivelul la care ritmul aportului de carbonat din zona de suprafață (apreciat la $18.10^{14}$ g/an) este echilibrat de ritmul dizolvării lui. Sub această limită, plasată în jur de 4 000–4 500 m, germenii de calcit încep să se dizolve. Limita la care rata de dizolvare a carbonaților crește brusc este marcată de „suprafața" *lysoclinei*, adesea situată deasupra CCD-ului (fig. 2.201).

*Organismele* care formează planctonul și care reprezintă principala sursă de material pentru sedimentele pelagice aparțin categoriilor: nanoplancton (coccolite), alge și microorganisme pelagice – diatomee, radiolari, globigerine, pteropode, silicoflagelate, spiculi de spongieri; organismele bentonice sunt rare. În sedimente și la suprafața lor, prezența bacteriilor poate influența evoluția unor procese biochimice.

BCU CLUJ / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

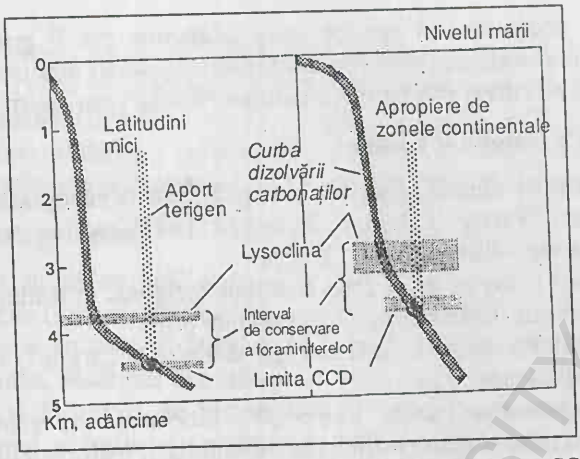



Fig. 2.201. Nivelul lysoclinei şi al limitei de compensaţie a carbonaţilor – CCD, în sectoare ale bazinelor oceanice din apropierea continentelor şi la latitudini mici, apropiate de Ecuator (după Berger şi Winterer, 1974).

## Procese şi produse; faciesuri-diagnostic

Sedimentarea în mări deschise este dominată de evenimente „normale"; sedimentarea sub controlul gravităţii, a materialului fin aflat în suspensie, contribuie la acumularea *pelagitelor* şi *hemipelagitelor* (Shepard, 1973; Seibold, Berger, 1982; Scholle, Arthur, Ekdale, 1983). Rata de sedimentare este, în general, mică, de 0,1–1 mm/1 000 ani pentru clastele terigene şi de 1–5 cm/1 000 ani pentru biomorfe şi bioclaste. La suprafaţa sedimentelor terigene sau biogene, în masa lor, în imediata apropiere a suprafeţei sediment – apă şi în vecinătatea surselor juvenile (hotspoturi, rifturi active) au loc procese chimice, de autigeneză, a unor compuşi de Fe, Mn, S etc. (cu o rată de 1 cm/$10^5$... $10^6$ ani).

O caracteristică depoziţională a mediului pelagic o constituie interacţiunea proceselor fizice, de depunere din suspensii, cu cele chimice şi de acumulare biotică, sub controlul aproape constant al ciclurilor alogene (de tip Milankovič). Efectul este vizibil în laminaţia şi stratificaţia paralelă a depozitelor rezultate (cunoscute sub denumirea de *ritmite*, alcătuite din cupluri de doi sau trei termeni: lutit–micrit, argilă–marnă–calcar etc.). Asemenea sedimente şi, respectiv, structuri, sunt rezultatul combinării sau alternării a trei categorii de mecanisme (procese):

a) *ciclul de disoluţie* a carbonaţilor controlat de poziţia CCD-ului în bazin şi, respectiv, a lysoclinei;

b) *ciclul de productivitate* a substanţei organice, controlat de variaţiile potenţialului redox şi de activitatea biogenă (de generare a substanţei organice şi de biosecreţie minerală silicioasă sau carbonatică);

c) *ciclul mixt, de diluţie*, prin contaminarea coloanei cu suspensii terigene sau biogene, cu particule de origine eoliană, cosmică sau vulcanică.

BCU CLUJ-NAPOCA BABEŞ-BOLYAI UNIVERSITY LIBRARY

Produsele acumulate în ape de mare adâncime pot fi grupate în asociații specifice câmpiilor abisale, foselor și domurilor (*mounds*) asociate hotspoturilor și dorsalelor legate de rifturi submarine, intercontinentale (sau interplăci).

*Sedimentele câmpiilor abisale*

Pentru câmpiile abisale, rezultatele expedițiilor oceanografice – Challenger, Glomar Explorer (Warme, Douglas, Winterer, 1981) etc. au stabilit mai multe categorii genetice de sedimente) (fig. 2.202):

1) *Sedimente pelagice* cu < 25% fracțiune terigenă, vulcanogenă sau neritică de dimensiuni > 5 μm și *Md* < 5 μm, reprezentate prin:

– argile (mâluri) pelagice (mâluri roșii, definite și „argile") < 30%, bioclaste carbonatice sau silicioase;

– mâluri organogene („ooze") cu > 30% bioclaste, reprezentând mâluri carbonatice (marne, crete) și mâluri silicioase cu radiolari, mâluri cu diatomee.

2) *Sedimente hemipelagice* cu > 25% fracțiune terigenă, vulcanogenă sau neritică de dimensiuni > 5 μm și *Md* > 5 μm reprezentate prin:

– mâluri carbonatice („calcilutite") cu > 30% $CaCO_3$ și bioclaste (foraminifere, nanoplancton);

– mâluri terigene cu < 30% $CaCO_3$, dominate de cuarț, feldspați și mice;

– mâluri vulcanogene: cenușă, palagonite.

3) *Sedimente autigene* de precipitare, sin- sau postdepoziționale în raport cu sedimentele pelagice și hemipelagice:

– chert-uri (silicolite);

– calcare (mâluri carbonatice) pelagice;

– noduli polimetalici (de Mn, Fe, Cu, Ni, Co);

– mâluri cu sulfuri, zeoliți și baritină.

4) *Sapropelite:* acumulări de substanță organică și argile negre.

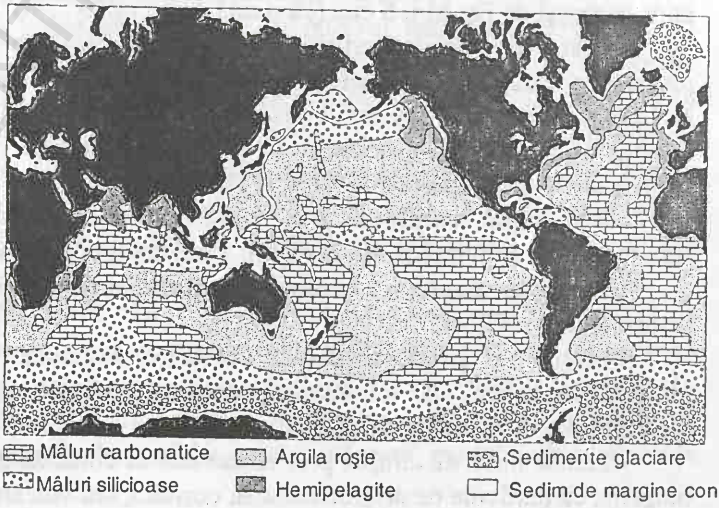



Fig. 2.202. Răspândirea sedimentelor oceanice.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

O clasificare care ia în considerare – într-o diagramă ternară (fig. 2.203) (Hay, Sibuet 1984) – raportul dintre constituenţii biogeni, silicioşi (radiolari, spiculi)/carbonatici (foraminifere, coccolite) şi constituenţii non-biogeni (siltici, lutitici, argiloşi) stabileşte principalele petrotipuri care participă la formarea sedimentelor pelagice şi hemipelagice ce acoperă câmpiile abisale.

*Sedimente pelagice*

Faciesul „argilelor roşii" pelagice:

Sunt argile (mâluri) polimictice acumulate sub nivelul CCD, prezente în toate marile oceane şi în care acoperă o suprafaţă de peste 100 mil. $km^2$. Formează cuverturi extinse, alcătuite din minerale argiloase (illit, montmorillonit, caolinit, clorit), oxizi şi hidroxizi de fier şi mangan, zeoliţi autigeni şi sferule cosmice bogate în nichel şi iridiu şi condrule de olivină şi piroxeni. Participarea fracţiei eoliene reprezintă 10–30%. Structurile de bioturbaţie şi peletele fecale care le însoţesc sunt relativ frecvente. Rata de sedimentare a „mâlurilor roşii abisale" (de fapt, pentru că luăm în considerare sedimente actuale) este de 1 mm la 1 000 de ani, iar grosimea lor este de ordinul metrilor.

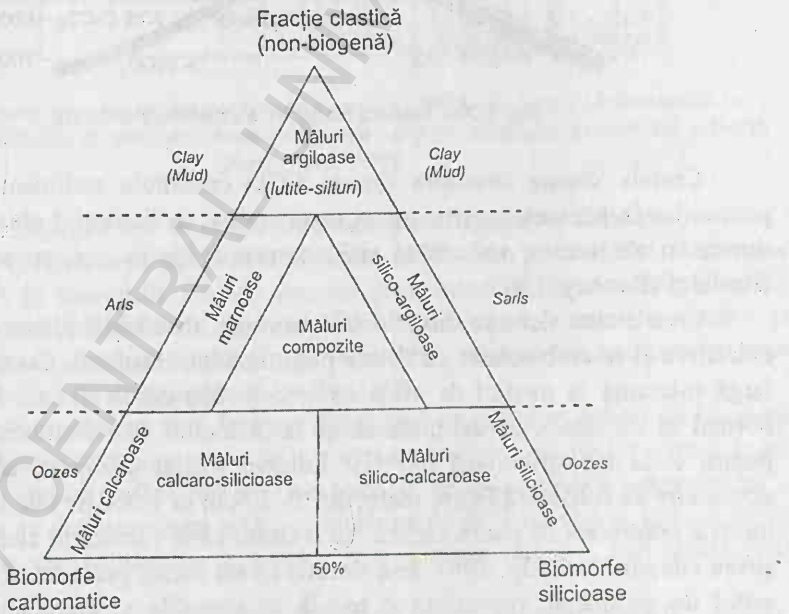



Fig. 2.203. Clasificarea sedimentelor pelagice –şi cu terminologia din limba engleză (italice lateral) (după Hay *et al.*, 1984).

Faciesul mâlurilor organogene (*ooze*):

*Mâlurile carbonatice* acoperă cca o treime din suprafaţa câmpiilor abisale la adâncimi cuprinse între 1 600 şi 4 500 m (Barron, Whitman 1981); ele formează cuverturi cu grosimi mici, de zeci de metri, şi reprezintă, de fapt, succesiuni de

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

ritmuri alcătuite din cupluri litologice mai bogat carbonatice (albe, cu pteropode, coccolite şi foraminifere) sau mai bogat argiloase şi cu substanță organică (negre) (fig. 2.204). Contaminarea lor cu fracțiune argiloasă duce la formarea sedimentelor marnoase, iar contaminarea cu fracțiune vulcanoclastică, la depozite de tranziție spre *hialoclastite*. Din punct de vedere mineralogic, pot conține aragonit micritic sau acicular până la adâncimi de 3 500 m şi calcit până la 4 500 m. Stratificația lor este vizibilă la scară mică, iar suprafețele de strat pot coincide cu plane de discontinuitate, cu faună condensată (*orizonturi de condensare* bogate în substanță organică – acumulate în lungul suprafețelor de inundare maximă), la limita dintre un cortegiu transgresiv (TST) şi unul de mare înaltă (HST); adesea, aceste plane – ilustrând întreruperi de sedimentare – sunt cimentate intrabazinal (cu formare de *hardground* submarin) şi sunt însoțite de cruste şi noduli de fier şi mangan; alteori, în secțiune transversală apar traversate de dyke-uri neptuniene.

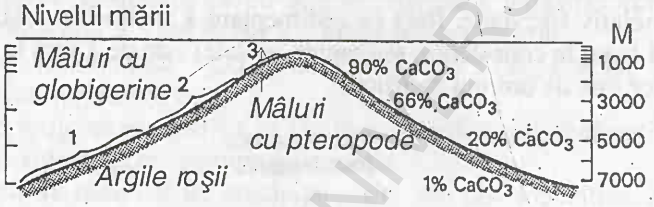



Fig. 2.204. Zonarea batimetrică a mâlurilor oceanice.

*Cretele* situate deasupra limitei CCD constituie sedimente pelagice, dar poziția lor în bazinele marine nu se rezumă doar la domeniul abisal; există multe semnalări ale acestor sedimente şi în domeniul neritic, ex. pe şelful din Marea Nordului (Kenedy, 1987).

Cretele sunt alcătuite din 30–90% coccolite, rhabdolite, alături de foraminifere, calcisfere şi microbioclaste cu foarte puțin reziduu insolubil. Coccolitele, având o largă toleranță la mediul de viață (trăiesc în ape calde şi reci, în mediu marin normal şi dulcicol), se acumulează şi la adâncimi foarte diferite (şelf subtidal pentru creta maastrichtiană din NV Europei; batial şi abisal, adesea). Rata de acumulare se consideră foarte mare, de 10–20 cm la 1 000 de ani, iar sedimentarea lor este controlată de cauze ciclice; au o stratificație ritmică în alternanță cu argile şi/sau silexuri. Kenedy, 1987, le-a descris ca un facies perioditic (*ritmite*). Astăzi, astfel de sedimente reprezintă o regulă în câmpiile şi piemonturile abisale cu suprafața de depunere mai sus de 4 500–5 000 m, din toate mările şi oceanele Globului (Wilson, 1975; Walker, 1984; Tucker, 1990).

*Ritmitele*, alcătuite dintr-o alternanță de litoni calcaroşi şi litoni marnoşi, cu grosimi relativ egale, exprimă caracterul ciclic al factorilor care au contribuit la formarea lor şi efectul schimbărilor climatice, a nivelului mării şi aportului de sedimente (*ciclului de diluție*) (Garrison, Fischer, 1969) (fig. 2.205).

BCU "LUCIAN BLAGA" CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

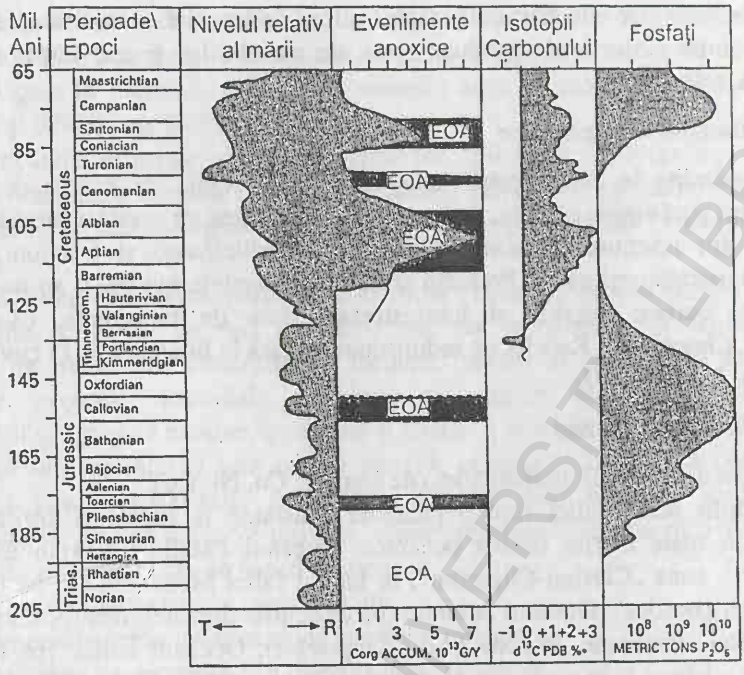



Fig. 2.205. Succesiunea evenimentelor oceanice anoxice – EOA – în timpul Mezozoicului, în comparaţie cu oscilaţiile de nivel ale Oceanului Planetar, izotopii carbonului şi conţinutul în fosfaţi (Stow, Piper, 1982).

Faciesul mâlurilor silicioase (cu radiolari, silicoflagelate şi diatomee):

Mâlurile silicioase se întâlnesc sub limita CCD, de o parte şi alta a rifturilor oceanice, până în marginile foselor sau ale piemonturilor din oceanele Pacific, Atlantic şi Indian. Mâlurile cu diatomee se grupează spre paralelele nordice şi sudice (60°) şi se asociază apelor, în general, reci. Adâncimea acesteia nu este restrictivă pentru astfel de depozite (Lisitzin, 1996).

*Mâlurile cu radiolari* sunt formate din testuri de radiolari alături de fracţiuni silicioase, argiloase, carbonatice şi, chiar, vulcanoclastice; culorile lor – roşu, brun, verde, negru – exprimă participarea şi a unei fracţiuni autigene, oxidice sau organice.

*Mâlurile cu diatomee* sunt alcătuite din frustule de diatomee şi, uneori, au un conţinut mare de substanţă organică; prin aceasta devin „roci-mamă" de hidrocarburi.

Apariţia în cadrul silicolitelor *stratiforme* a laminaţiei paralele, ritmice, sugerează fluctuaţii sezoniere în populaţia biotică şi în aportul de material planctonic clastic; energia de bazin este redusă. De asemenea, evaporarea periodică a apei din bazin poate modifica *p*H-ul mediului contribuind la scăderea sa şi, astfel, la precipitarea silicei sub formă de opal A, când concentraţia iniţială este mai mare de 100 ppm, şi de opal C – T la concentraţii mai mici (Kukal, 1971).

BCU CLUJ / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Asocierea lor cu particule piroclastice, în special vitroclaste, sugerează legătura dintre ciclurile de productivitate ale radiolarilor și activitățile vulcanice generatoare de cenușă.

*Sedimente hemipelagice*

Răspândite în extremitatea marginilor continentale, în zonele de tranziție dintre taluz și câmpiile abisale, faciesurile hemipelagice au caracter hibrid; ele sunt alcătuite din fracțiuni biogene (carbonatice și silicioase) și fracțiuni terigene (silturi, minerale argiloase). Prezintă stratificații paralele evidente, au un conținut ridicat de carbon organic și înregistrează urme de bioturbație (*Zoophycos*, *Planoites*, *Chondrites*). Rata lor de sedimentare variază în limitele a 5–15 cm/1 000 ani (Coniglio, James, 1990).

*Sedimente autigene*

Faciesul cu noduli polimetalici (de Mn, Fe, Cu, Ni, Co):

Nodulii polimetalici sunt o prezență constantă la suprafața argilelor roșii abisale din toate marile bazine oceanice: Oceanul Pacific („Cornul de aur" – 5 mil. km$^2$, zona „Clarion-Cliperton", în lungul faliei Mendocino și pe flancurile dorsalei est-pacifice); Oceanul Atlantic (pe flancurile dorsalei medio-oceanice și în estul coastei americane, în zona Mării Sargaselor); Oceanul Indian (pe flancurile dorsalei Karlsberg și în zona central-sudică) (Cronan, 1980) (fig. 2.206).

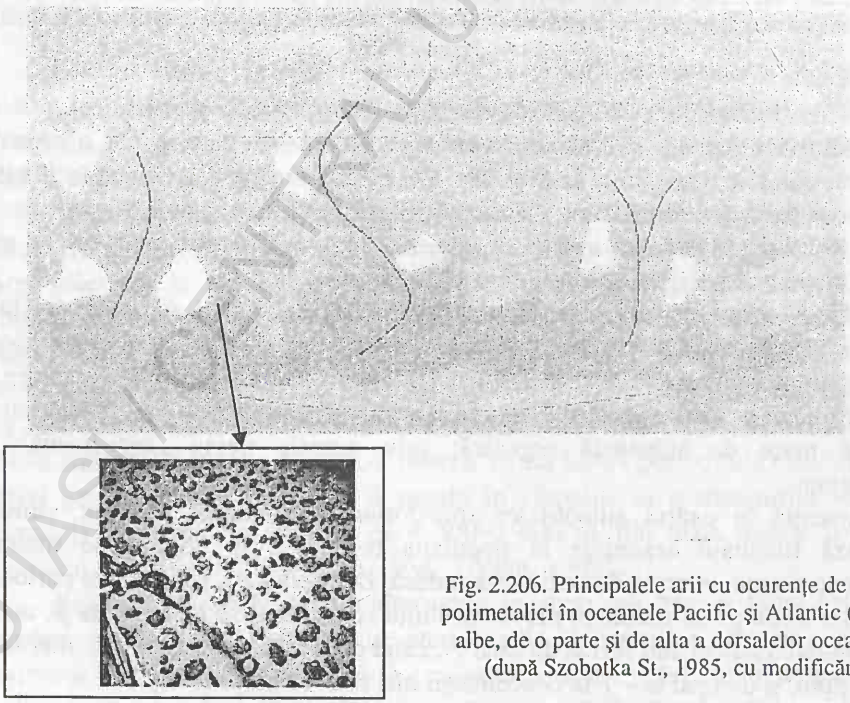


Fig. 2.206. Principalele arii cu ocurențe de noduli polimetalici în oceanele Pacific și Atlantic (zonele albe, de o parte și de alta a dorsalelor oceanice) (după Szobotka St., 1985, cu modificări).

BCU IAȘI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Nodulii se asociază cu mâlurile roşii abisale, cu mâlurile cu globigerine şi cu cele cu radiolari, atingând, la suprafaţa acestora, o densitate medie de 1–9 kg/m$^2$. Stratele bogate în hidroxizi şi oxizi de mangan au o grosime variabilă, în medie între 0,20 şi 0,50 m, rar 2–3 m.

Agregatele minerale din compoziţia lor (piroluzit, psilomelan, birnessit, todorokit, manganit, asociaţi cu: montmorillonit, phyllipsit, calcedonie) au aspect masiv, vacuolar sau spongios, cu texturi de la criptocristalin la mediu şi larg cristalizat.

Nodulii au dimensiuni medii de 2–6 cm în diametru, dar pot atinge, în cazuri de excepţie, şi valori de zeci de centimetri, iar morfologia lor foarte variată exprimă, de multe ori, condiţiile de formare: noduli şi concreţiuni cu aspecte sferoidale, ovoidale, discoidale, cilindrice, ca lumpuri, inele, plăci, cruste sau impregnaţii şi agregate masive, în lamine şi strate cu tendinţă lenticulară.

Structura lor internă este uneori masivă, compactă, iar alteori concentrică, colomorfă şi/sau cristalizată; anvelopele acoperă unul sau mai mulţi nuclei (vulcanoclaste, palagonit, clorite terigene, claste argiloase, bioclaste etc.) (fig. 2.207).

Sursa metalelor este de naturi diferite:

1. Din roci preexistente, rezultate din:
– descompunerea palagonitelor bogate în mangan;
– oxidarea bacteriană a Mn diseminat în sedimente;
– rocile crustale în care manganul se află în stare redusă.

2. Din activitatea vulcanică subacvatică (aport de soluţii hidrotermale în vecinătatea dorsalelor medio-oceanice sau din vulcanoclastitele legate de erupţiile din aceste zone).

Viteza de creştere, morfologia nodulilor şi poziţia lor în bazinul de sedimentare sunt controlate de mulţi alţi factori naturali; de aceea, ei pot deveni excelenţi markeri ai condiţiilor de sedimentare din mediul abisal.

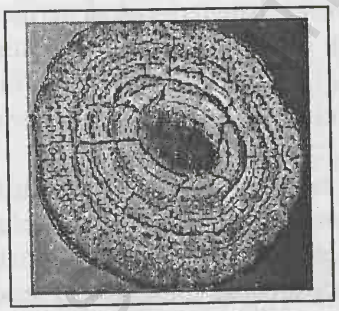


Fig. 2.207. Structura internă a nodulilor de Mn (foto Szobotka, 1985).

Nucleerea Mn are loc prin autocataliză în dreptul unor „bariere" geochimice cu suprafeţe active şi, de multe ori, sub influenţa unor factori bacterieni. Rata de creştere a nodulilor este de 0,01–0,11 mm/1 000 ani şi variază invers proporţional cu raportul Mn/Fe din noduli; ea se menţine ridicată în lipsa sedimentării terigene sau carbonatice, când apar forme sferoidale şi logia nodulilor se poate modifica (apar forme neregulate sau botrioidale).

Structura internă a nodulilor poate fi influenţată de relieful submarin: în sectoarele plane (de platou submarin) ei sunt mononucleici, iar în lungul pantelor tind să fie polinucleici.

*Sapropelite*: acumulări de substanță organică și argile negre

Sub termenul „argile negre" sunt descrise lutite bogate în carbon organic (1–15%) care pot constitui faciesuri pelagice, hemipelagice sau turbiditice (Stow, 1987).

Acumularea și, în special, conservarea acestor tipuri de sedimente este condiționată de aportul de substanță organică (fie din depunerea planctonului, fie dintr-un aport continental) și de regimul anoxic al bazinului. O parte din sedimentele din Marea Neagră, unde s-a instalat un binecunoscut regim euxinic, îndeplinește aceste condiții.

*Sedimentele foselor*

Dintre fosele actuale, cu adâncimi mai mari de 5 000–6 000 m și situate în afara arcurilor vulcanice, cele din Pacific (fosele Aleutine, Peru – Chile, Mariane – Filipine), din Atlantic (fosa Caraibelor) sau din Marea Mediterană (fosa helenică) exemplifică sectoare antrenate în subducție care suportă asociații de sedimente pelagice, hemipelagice și terigene (cu grosimi de 300–500 m) (Schoolm, Marlow, 1974).

Asociațiile litologice din fose cuprind două unități de sedimentare:

1) O unitate inferioară, cu secvențe pelagice (mâluri roșii, albastre, silicolite, calcare biopelagice) și hemipelagice (mâluri clastice, silturi) care ajung la grosimi de 200–400 m. Vârsta acestor depozite este determinată de momentul acumulării lor pe placa oceanică (care le aduce în fosă) și poate varia de la Triasic (în fosele cele mai îndepărtate de rift, ex. Yap – Palau) la Cretacic inferior (în fosele din vestul și nordul Pacificului) sau Paleogen ori Neogen (Chile – Peru). Astfel, unitatea inferioară cuprinde sedimente „aduse", aflate în curs de a fi asimilate prin subducție.

2) O unitate superioară, alcătuită din sedimente hemiterigene și terigene (turbidite rezultate prin transport în masă sau prin transport glaciar) care ating grosimi de 1 000–2 000 m (în fosele Aleutine, Chile). Prezența turbiditelor în fose este legată de ultimul moment – Pleistocen – din evoluția lor și trebuie considerată mai mult o excepție decât o regulă.

Prin aceste caractere litologice și structurale sau prin vârsta lor, asociațiile litologice din fosele actuale nu-și găsesc un corespondent în vechile eugeosinclinale (considerate în anii '60–'70 ca un echivalent al foselor). Asociația litologică care se identifică azi cu un complex de roci subduse și nu, în sens strict, cu depozitele acumulate în fosă sunt cele cunoscute sub denumirea *melange* și au fost sesizate în diverse arii orogene tinere presupuse a fi evoluat prin mișcări convergente între margini de plăci crustale. Acest atribut de *melange* sau *complex de subducție* l-a primit Formațiunea Franciscană (Jurasic superior) din America de Nord (Smith, Howell, Ingersoll, 1979).

BCU/CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

### *Sedimente asociate hotspoturilor, rifturilor și venturilor hidrotermale*

Anomaliile termice și chimice generate în crusta oceanică „bazaltică" de apropierea focarelor magmatice manifestate prin „domuri termice", *hotspoturi,* erupții submarine de lave și soluții fierbinți, hidrotermale, exprimate, adesea, în lungul rifturilor oceanice (respectiv, al dorsalelor sau cordilierelor submarine) sunt de natură să modifice semnificativ ambianțele de sedimentare. În aceste condiții, se nasc faciesuri specifice, hibride, în care procesele de autigeneză în mediul anoxic sunt foarte frecvente. Mâlurile cu sulfuri, domurile (*mounds*) și hornurile (*chimney*) mineralizate sau autigenezele sulfatice constituie principalele tipuri de depozite.

Faciesul mâlurilor cu sulfuri, zeoliți și baritină:

Mâlurile cu sulfuri descoperite în Marea Roșie (Degens, Ross, 1974) au devenit o prezență comună în mediile abisale din proximitatea rifturilor marine și oceanice și au fost, mai târziu, descrise și în Oceanul Atlantic (Notre Dame Bay, Newfoundland) sau Golful Californiei.

Cadrul structural îl constituie un fundament format din crustă oceanică (bazaltică, ofiolitică), fracturată (fracturi profunde, longitudinale și transversale) cu trăsături morfologice de platouri abisale și microdepresiuni, la adâncimi de 3 000–4 000 m (fig. 2.208).

În compoziția mâlurilor, alături de argile smectice intră blendă, calcopirită, pirită, pirotină + goethit amorf, anhidrit, manganit, manganosiderit. Sulfurile se separă din soluțiile supraîncălzite din zona rifturilor, după reacția acestora cu sulfații asociați mâlurilor bogate în minerale argiloase și compuși feruginoși. Viteza de depunere a sedimentelor mâloase care se îmbogățesc în metale este de cca 10–30 cm/1 000 ani.

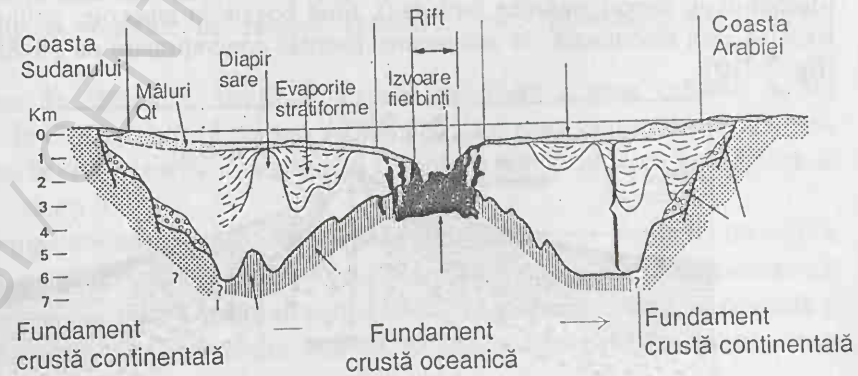



Fig. 2.208. Secțiune transversală prin zona riftului din Marea Roșie (Degens, Ross, 1974).

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

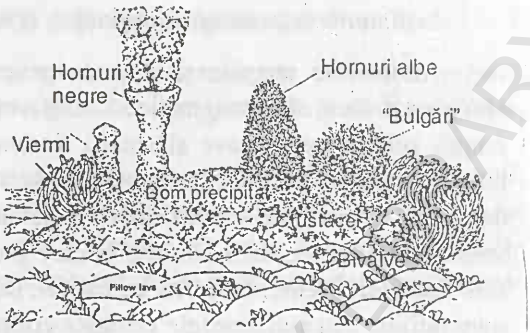



Fig. 2.209. Model genetic pentru un mound hidrotermal (Parson, Walker, Dixon, 1995).

Hornuri şi domuri mineralizate (*Hydrothermal Vents and Mounds* = *Black and White Smoker Chimney*):

Hornuri şi domuri mineralizate au fost descoperite în riftul Galapagos, Baja California şi fosa Tonga – Guaymas din Oceanul Pacific (Parson, Walker, Dixon, 1995), în câmpii abisale, în vecinătatea „punctelor fierbinți" şi în lungul unor zone de expansiune instalate pe crustă oceanică (fig. 2.209).

La suprafața bazaltelor oceanice sau în sedimentele suprapuse, au fost descoperite corpuri cilindrice (cu aspect de horn – *chimney*) de 1–10 m înălțime şi 20–40 cm diametru. Ele au pereții formați din minerale argiloase, sulfuri metalice (pirită, blendă, pirotină, marcasită), sulfați (anhidrit, baritină), iar mâlurile învecinate sunt bogate în viermi, moluşte, crabi şi echinoderme. Cele de culoare albă (*white chimney*) sunt bogate în sulfați, iar cele de culoare neagră (*black chimney*) sunt bogate în sulfuri. Conținuturile în metal (în ppm): Zn–380–50 000, Cu – 4–100 (chiar 2–10%), Ni – 15–470, Sb–25, As – 6–10, Ba – 250–1 700 le conferă valoare economică.

*Mâluri cu baritină* au fost identificate în Groapa Bauer (*Bauer Deep*), din marginea Plăcii Nazca, zona riftului est-pacific, pe aliniamentul „Galapagos Rise" (Lonsdale, 1976). Ele se asociază cu sedimente argiloase şi/sau carbonatice (dolomitice), uneori sulfatice (anhidrit), fiind bogate în smectite, phillipsit, cuarț. Baritina este diseminată în sedimente; formele concreționare au 50–85% $BaSO_4$ (fig. 2.210).

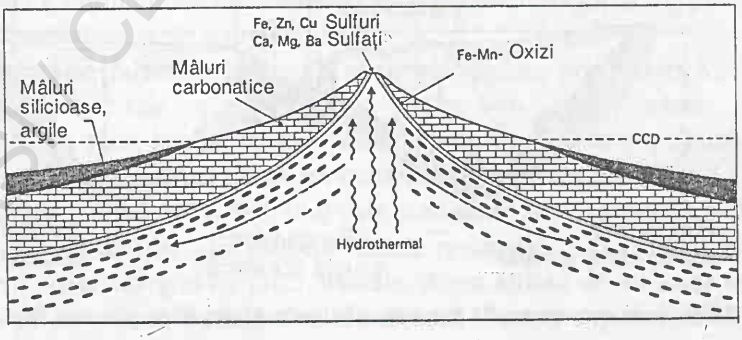



Fig. 2.210. Modelul genetic al hornurilor hidrotermale cu depuneri de baritină (Lonsdale, 1976).

BCU IAŞI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

**Depozite vechi; exemple clasice din lume**

**Depozitele vechi** rezultate din sedimente abisale în facies pelagic şi hemipelagic prezintă trăsături deduse din ambianţele de sedimentare:

– dezvoltarea stratiformă şi corelabilitatea elementelor sedimentologice pe distanţe mari;

– lipsa canalelor;

– stratificaţia ritmică şi frecvenţa ridicată a ciclurilor de compensaţie;

– variaţii laterale ale raportului arenit/lutit.

O bună sinteză asupra faciesurilor pelagice prezente în coloanele litologice fanerozoice a fost făcută de: Cook, Hine, Mullins, 1983; Scholle, Arthur, Ekdale, 1983.

Argile negre şi silicolite cambro-ordoviciene au fost descrise în Newfoundland şi Nova Scotia–Canada (Dewey, Bird, 1971), iar crete asociate cu silicolite şi argile negre mezozoice, în Apenninii Ligurici, Italia (Barrett, Spooner, 1971). De asemenea, depozitele cretacice cu argile roşii şi noduli de mangan din vestul Timorului şi nord-vestul Australiei sunt asimilate cu nodulii polimetalici din oceanele actuale (Margolis, Ku, Glasby, Fein, Audley-Charles, 1978).

Un corespondent al ritmitelor există în flişul eocen din Carpaţii Orientali şi în calcarele triasice din regiunea Somova, Dobrogea de Nord (Baltreş, 1983; Grădinaru, 1985).

Calcare pelagice vechi, îmbrăcând forma cretelor, mai puţin cimentate şi foarte poroase, adesea cu accidente silicioase, se întâlnesc aproape în tot Cretacicul din Europa, iar calcare micritice roşii, negre, albe sau de *mudstone* şi *wackestone* apar în Devonianul şi Carboniferul din Europa hercinică sau în Triasicul din Dobrogea şi în „Ammonitico Rosso" din Alpi.

În vecinătatea unor foste rifturi active s-au acumulat argile cu sulfuri asociate unor complexe ofiolitice în masivul Troodos, Cipru (Robertson, Fleet, 1976) (fig. 2.211).

Forma de zăcământ: lentile la partea superioară a unor coloane de tip *stockwork*. În Cipru există 15 corpuri de minereu cu o zonalitate evidentă: minereu masiv bogat în sulf la partea superioară şi o zonă săracă în sulf spre bază (pirita se asociază cu cuarţul).

În timpul Mezozoicului s-au repetat de câteva ori condiţii favorabile acumulării mâlurilor sapropelice şi formării argilelor negre, bune indicatoare ale unor evenimente anoxice (Arthur, Jenkins, 1981). În aceste momente, se constată şi o tendinţă de înălţare a nivelului mărilor cu efecte transgresive evidente, care coincid şi cu încălziri climatice importante.

BCU BRAŞOV – CENTRUL DE INFORMARE ŞI DOCUMENTARE

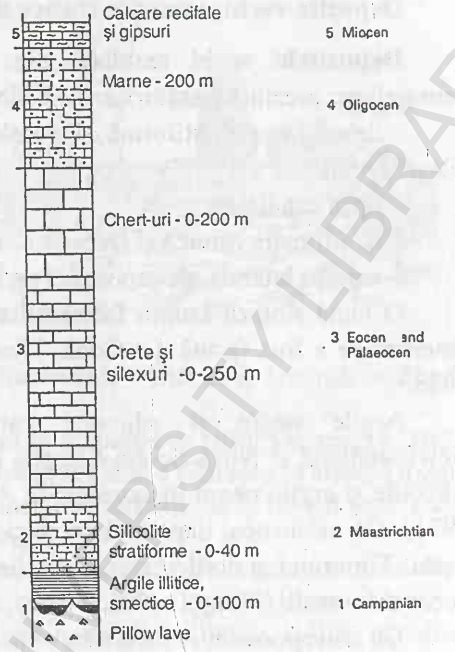



Fig. 2.211. Coloană generalizată a secvențelor cretacice și terțiare din Insula Cipru (după Robertson și Hudson, 1974).

## Resurse minerale și energetice

Faciesurile abisale descrise devin resurse minerale cu importanță economică atunci când evaluăm nodulii polimetalici și formațiunile vechi echivalente, mâlurile cu sulfuri metalice și, respectiv, argilele negre cu sulfuri asociate complexelor ofiolitice și secvențele care includ roci-sursă de hidrocarburi (*sapropelitele*). În domeniul substanțelor minerale nemetalifere, cretele reprezintă roci cu o largă utilizare.

*Nodulii polimetalici* acoperă o suprafață de 230 mil. km$^2$ în oceanele Pacific, Atlantic și Indian și totalizează rezerve de cca 350.10$^9$ tone. Conținuturile în metal le conferă importanță economică: Mn (18–28%, max. 67%), Co (0,4%, max. 2,57%), Ni (0,6%, max. 12,9%), Cu (0,4%, max. 1,9%), mai rar TR (0,03%) și Corg (<0,1%); raportul Mn/Fe = 5–60.

Pentru *mâlurile cu sulfuri* din Marea Roșie sau din alte bazine marine și oceanice în care au fost semnalate (Golful Californiei, Pacificul de Est) nu au fost evaluate rezerve, dar conținuturile în metal sunt notabile din punct de vedere economic: Cu – 4%, Zn – 3–9%, Fe – 29%, Pb – 0,1% (!). În masivul Troodos din Cipru, argilele negre cu sulfuri asociate complexelor ofiolitice se exploatează.

*Argilele bituminoase* cu conținuturi de hidrocarburi de până la 15% pot fi valorificate pentru extracția țițeiului și reprezintă, în multe cazuri, roci-sursă pentru hidrocarburi. Marnele albe bituminoase și șisturile disodilice din zona flișului

BCU BABEȘ-BOLYAI UNIVERSITY LIBRARY

oligocen a Carpaţilor Orientali sunt considerate principalele roci-sursă de hidrocarburi care au alimentat rezervoarele Gresiei de Kliwa.

**Repere sedimentologice; criterii de identificare**

• Relieful mărilor şi oceanelor adânci este dominat de *câmpii abisale*, *dorsale* dezvoltate în lungul rifturilor şi *fose*. Sedimentele din aceste spaţii vor ocupa suprafeţele cele mai mari, dar, comparativ cu sedimentele piemonturilor oceanice, vor avea grosimi mai mici. Din punct de vedere faciesal, varietatea acestor sedimente este mult mai mare: procese fizice controlate gravitaţional, procese chimice şi organogene contribuie la acumularea lor. Contaminarea cu produse endogene este de multe ori posibilă.

• Sursa de material o constituie particulele pelagice, cele terigene (transportate acvatic, eolian şi glaciar), particulele cosmice şi efuziunile vulcanice submarine. Ratele de sedimentare sunt mici, de ordinul mm/1 000 ani.

• Acumularea sedimentelor se face prin depunerea gravitaţională a suspensiilor (*acreţie verticală*), prin reacţii chimice în medii oxidante sau reducătoare şi prin procese geobacteriene. Aceste procese se întrepătrund şi generează, alternativ, ritmite alcătuite prin implicarea şi variaţia diferenţiată a ciclurilor *de productivitate, de diluţie* şi *de disoluţie* (solubilizare).

• După origine se disting faciesuri diferite: *pelagite, hemipelagite, hornuri hidrotermale, ritmite*.

• Granofaciesul este silto-lutitic (mâlos), accidental „exotic" (prin aport de blocuri din iceberguri).

• Structurile interne sunt dominate de stratificaţii şi laminaţii paralele, orizontale. La suprafaţa stratelor se instalează bioglife şi *hardground*-uri (duricruste).

• Petrografic, depozitele neconsolidate sunt *mâluri* („argile") *roşii abisale, mâluri carbonatice* (cu globigerine), *crete, mâluri cu radiolari* şi *diatomee, mâluri cu sulfuri, cruste metalifere, noduli polimetalici.* Corespondenţele lor litificate devin: argile (*shales*) *roşii, argile negre, calcare micritice, mudstones, silicolite stratiforme* (*radiolarite*...cu toate că nu întotdeauna este acceptată echivalenţa cu mâlurile silicioase), *manganolite*.

• Ritmitele, generate prin asocierea frecventă a unor cupluri *argilă–calcar, marnă–calcar, radiolarit* (*chert*)*–calcar, argilă–sulfuri,* sunt corespondentele depoziţionale cele mai frecvente. Microsecvenţele au caracter retrograd (FUS), iar sub controlul oscilaţiilor de nivel (*high stand*/*transgressive stand*) se încarcă cu *orizonturi de condensare* – o sursă importantă de materie organică.

BCU IAŞI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

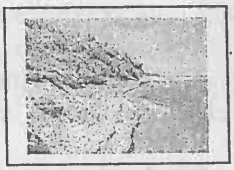
BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

# Partea a III-a

B.C.U. „M. EMINESCU" IAȘI
GEOLOGIE-GEOGRAFIE

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY



# 5. STUDII DE CAZ. ANALIZE SECVENȚIALE ȘI RECONSTITUIRI SISTEMICE

Sedimentologia modernă este o disciplină care a evoluat rapid și care s-a îmbogățit treptat cu ipoteze și concepte susținute pe principii fizice, chimice și biotice. Concentrându-se, în mod deosebit, pe mecanismele de formare și evoluție ale sedimentelor, cercetătorii au înțeles că problemele fundamentale ale descifrării istoriei acestor depozite exogene se circumscriu mediilor naturale în care s-au acumulat, deci, sistemelor depoziționale. Implicit, aceștia au realizat legătura dintre un bazin de sedimentare și cadrul global, geotectonic, în care depozitele s-au instalat. Mai mult decât atât, așa cum bine s-a putut constata din primele două părți ale volumului de față, acumularea și geometria corpurilor de sedimente în aceste bazine sunt și expresia eustatismului, a ocilațiilor de nivel, a determinărilor paleoclimatice și a ratei de sedimentare.

În spațiul carpatic și dobrogean, formațiunile sedimentare ocupă zone largi, ating grosimi de sute și mii de metri și exprimă evenimente ciclice și disciclice localizate în sisteme depoziționale dintre cele mai diverse. Reconstituirea mediilor naturale în care ele s-au acumulat a fost provocarea multor generații de geologi; chiar dacă studiul acestor depozite a fost inițiat de stratigrafi și paleontologi și în lucrările lor găsim multe referințe la „mediul de sedimentare", spargerea barierelor și investigarea rocilor sedimentare prin metode specifice sedimentologiei – *analize granulomterice, măsurători de paleocurenți, investigația structurilor sedimentare interne și a suprafețelor de strat* – le-au avut ca promotori, în anii '60, pe Gh. Murgeanu și elevii săi, N. Panin, L. Contescu, D. Jipa, N. Mihăilescu. Aceștia au cercetat pentru prima oară „Conglomeratele de Bucegi" și au precizat natura lor aluvială sau, studiind alte depozite detritice din Carpații Orientali, au reconstituit direcțiile de transport al clastelor din aria-sursă – *cordiliera cumană* sau Dobrogea Centrală (zona șisturilor verzi) – către „bazinul flișului".

Spre sfârșitul anilor '60 și mult timp după aceea, în perioada de elaborare a hărților geologice ale României (la scările 1: 200 000, 1: 50 000) coordonate de M. Săndulescu, D. Patrulius, O. Mirăuță, au fost surprinse semnificațiile ambientale ale unor numeroase formațiuni sedimentare. De asemenea, Atlasul litofacial editat de Emilia Saulea a cuprins raporturile între uscat și apă în multe perioade geologice. În mod constant, în anii '70, M. Săndulescu a scris despre legătura existentă între cadrul tectonic și natura bazinelor sedimentare, iar în anul 1974, împreună cu Dan Rădulescu, a definit în spiritul tectonicii globale plăcile

BCU CLUJ / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

crustale de pe teritoriul României şi a redefinit, astfel, spaţiul geotectonic în care au evoluat magmatismul, vulcanismul şi sedimentarea.

Odată cu diversificarea metodelor de cercetare şi investigare a „universului" microscopic al rocilor sedimentare au apărut informaţii mineralogice şi petrografice inedite, care au permis punerea în discuţie a noi „indicatori de proveniență" a siliciclastitelor carpatice şi dobrogene. Astfel, printr-un examen comparativ, s-au putut aduce noi dovezi în sprijinul originii „elementelor verzi" din unităţile flişului (Anastasiu, Grigorescu, Jipa).

În anii '80, literatura de specialitate din ţările europene şi S.U.A. (şi nu numai) cuprinde pe lângă o „explozie" de termeni sedimentologici – expresie a concepţiilor moderne despre care am amintit – numeroase studii publicate în cărţi sau articole despre *sisteme depoziţionale, stratigrafie secvenţială, secvenţe de facies* şi *secvenţe depoziţionale.* Foarte repede, comunitatea sedimentologilor a impus „analiza secvenţială şi elaborarea modelelor de facies" ca fiind condiţii *sine qua non* pentru reuşita punerii în evidenţă a noi tipuri de rezervoare de hidrocarburi, de apă, de noi corpuri sedimentare cu cărbuni şi concentraţii metalifere.

În România, cercetarea formaţiunilor sedimentare a fost stimulată de aceste progrese. În articole publicate în reviste de specialitate, în teze de doctorat sau în cursuri universitare, s-au făcut prezente rezultate ale primelor *analize secvenţiale* susţinute pe criterii litofaciesale detaliate (cu precizări privind granofaciesul, morfofaciesul, structofaciesul, petrofaciesul). Coloana litologică, ridicată „strat cu strat" şi „centimetru cu centimetru", a devenit o altă condiţie pentru reconstituirea „mediilor de sedimentare" şi elaborarea *modelului de facies*: o ilustrare tridimensională a relaţiilor laterale şi temporale dintre corpurile de sedimente acumulate într-un „bazin".

Tratarea unor importante concepte sedimentologice şi surprinderea limbajului pe care astăzi îl folosesc sedimentologii şcolilor recunoscute, citaţi frecvent de noi în lucrarea de faţă, încercarea de a aduce „la zi" informaţiile despre sistemele depoziţionale continentale, de tranziţie şi marin-oceanice, precum şi selectarea unor rezultate din diverse studii care au utilizat *analiza secvenţială*, care au operat cu faciesuri şi microfaciesuri codificate, au construit secvenţe FUS şi CUS sau au reconstruit ambianţe sedimentare în care au plasat corpuri exogene cu arhitecturi specifice, am considerat a fi, aproape, o obligaţie.

Pentru a ilustra cât mai multe sisteme şi subsisteme, am tratat cercetările unor autori selectaţi de noi, păstrându-le punctele de vedere chiar dacă, uneori, concluziile la care au ajuns sunt controversate în raport cu alte moduri de abordare.

Astfel, am selectat megasecvenţe de facies („formaţiuni") din Carpaţii Orientali, Munţii Apuseni, Bazinul Transilvaniei, Depresiunea Getică, Platforma Moldovenească, Platforma Moesică şi Dobrogea. Pentru fiecare suită sedimentară prezentată (*Fm. şisturilor verzi, Fm. de Carapelit, Platformele carbonatice Bucegi, Piatra Craiului, Trascău, Fm. Gresiei de Tarcău, a Gresiei de Kliwa, Fm. de Prislop, Fm. de Jibou şi Valea Nadăşului, Fm. de Cheia, Brebu, Sarmaţianul din Platforma Moldovenească* etc.), am sintetizat informaţii privind: localizarea geologică,

BCU CLUJ / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

geotectonica, vârsta, sistemul depoziţional, obiectul studiului, autorii, scopul studiului, tehnicile utilizate, faciesurile descriptive, asociaţiile de faciesuri şi arhitecturile specifice, modelul de facies şi evoluţiile depoziţionale, precum şi referinţele anterioare.

În cadrul fiecărei secţiuni în care am grupat aceste analize secvenţiale (*unităţi de orogen, unităţi de foreland, depresiuni interne, platforme* şi *Dobrogea*), studiile de caz au fost ordonate după vârsta cel mai frecvent acceptată a formaţiunilor selectate.

# *SECVENŢE DE FACIES DIN UNITĂŢI OROGENE ALE CARPAŢILOR*

## 5.1. GRUPUL DE PIATRA CRAIULUI

*Localizarea*: Platforma Carbonatică Getică
Dacidele mediane
*Vârsta*: Oxfordian – Neocomian

***Sistemul depoziţional***: sistemul şelfului, subsistemul recifal, sistemul peritidal, sistemul clinoformelor.

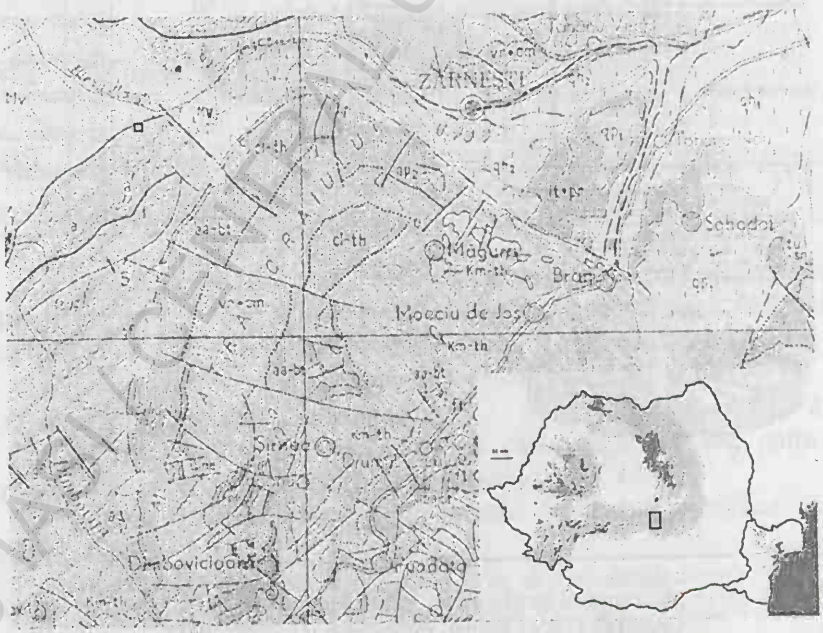



Fig. 3.1. Localizarea Platformei Carbonatice Getice – Piatra Craiului.

BCU "LUCIAN BLAGA" UNIVERSITY LIBRARY

***Obiectul studiului***: secvențele carbonatice din Piatra Craiului, parte componentă a Platformei Carbonatice Getice (Patrulius,1969) (fig. 3.1).

***Autorul***: Cristina Panaiotu, 2000.

***Scopul studiului***: reconstituirea sistemelor depoziționale, analiza comparativă a proceselor depoziționale din Piatra Craiului și Masivul Bucegi și fixarea cadrului paleogeografic în Jurasicul superior și Cretacicul inferior. Evoluția proceselor diagenetice.

***Tehnicile utilizate***: ridicări secvențiale, analize microfaciesale, reacții cromatice, amprente pe celuloid, microscopie electronică, catodoluminiscență și paleomagnetism.

***Faciesurile descriptive***: au fost separate pe criterii petrografice (Dunham, 1962) și microstructurale, iar semnificațiile lor procesuale și depoziționale au ținut cont și de clasificarea lui Insalaco (Insalaco, 1998) (vezi secț. Șelfuri carbonatice); aceste faciesuri, corespunzătoare platformei carbonatice, sunt redate în tabelul 3.1 și fig. 3.2.

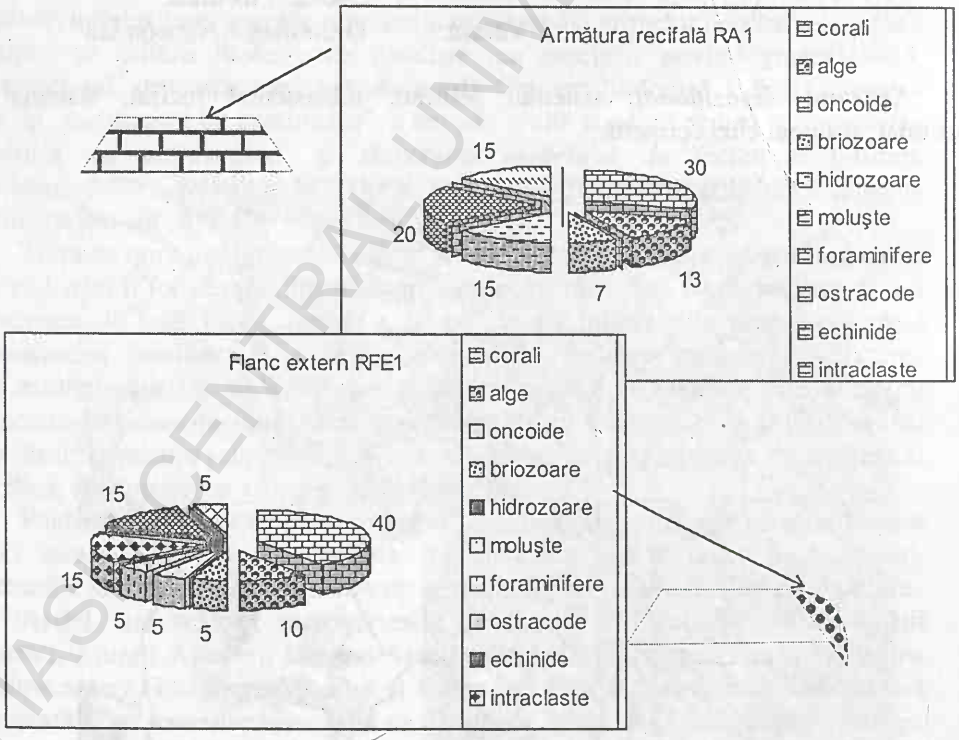



Fig. 3.2. Frecvența corpusculilor alochemici și a organismelor sesile în platforma recifală din Grupul de Piatra Craiului, valori medii (Panaiotu, 2000).

BCU IAȘI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

*Tabelul 3.1*

Microfaciesurile-diagnostic pentru complexele recifale din Grupul de Piatra Craiului şi mediile lor depoziţionale

| Facies Cod | Denumirea microfaciesului | Interpretare procese | Medii depoziţionale |
|---|---|---|---|
| RA1 | Bindstone | Baza zonei fotice; trecere de la faza de stabilizare la faza de colonizare | Armătură recifală |
| RA2 | Pillarstone | Câmpii recifale protejate, cu rată mare de creştere | |
| RA3 | Mixstone | Baza edificiilor recifale, la limita dintre faza de colonizare şi cea de diversificare; energie ridicată | |
| RA4 | Rudstone | Creste recifale ajunse deasupra nivelului mării; climat relativ umed | |
| IR1 | Grainstone-packstone bioclastic | Energie moderată într-un mediu cu organisme epilite şi microbiene | Interrecifal |
| IR2 | Grainstone-packstone intraclastic | Breşe în centura recifală sub influenţa curenţilor mareici | |
| RFI1 | Wackestone biomorfic | Mediu restrictiv sub influenţa mediului vados, dulcicol; condiţii pentru bioturbaţii | Flanc intern lagună |
| RFI2 | Grainstone peloidal | Mediu lagunar de mică adâncime cu energie de bazin scăzută; rată de sedimentare scăzută | |
| RFE1 | Rudstone bazal | Zone periferice cu instalarea unor curgeri gravitaţionale; bază erozională şi injecţii hidroplastice | Flanc extern |
| RFE2 | Floatstone | Retragerea bioconstrucţiilor recifale simultan cu accelerarea subsidenţei şi înălţarea nivelului mării | |
| RFE3 | Wackestone-packstone cu bioturbaţii | Rată de sedimentare scăzută, pulsatorie, în mediu oxigenat; adâncimea apei în bazin deasupra CCD | |

***Asociaţiile de faciesuri şi arhitecturile specifice***: faciesurile descrise se regăsesc asociate în patru unităţi faciesale, pe care autoarea încearcă să le paralelizeze cu „Formaţiunile" separate de Patrulius (Patrulius, 1980):

a) unitatea faciesurilor preplatformă (*Formaţiunea de Strunguliţa, Fm. de Bârsa Tămaşului, Fm. de Lespezi*);

b) unitatea faciesurilor de platformă carbonatică de apă puţin adâncă (*Formaţiunea calcarului masiv inferior şi superior*) (fig. 3.3);

c) unitatea faciesurilor de periplatformă (*Calcarul stratificat de Cheile Dâmbovicioarei*);

d) unitatea faciesurilor postplatformă (*Fm. de Dâmbovicioara*).

Pentru unitatea faciesurilor de preplatformă au putut fi separate şi ierarhizate asociaţii de facies grupate în microsecvenţe, mezosecvenţe şi macrosecvenţe (fig. 3.4).

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

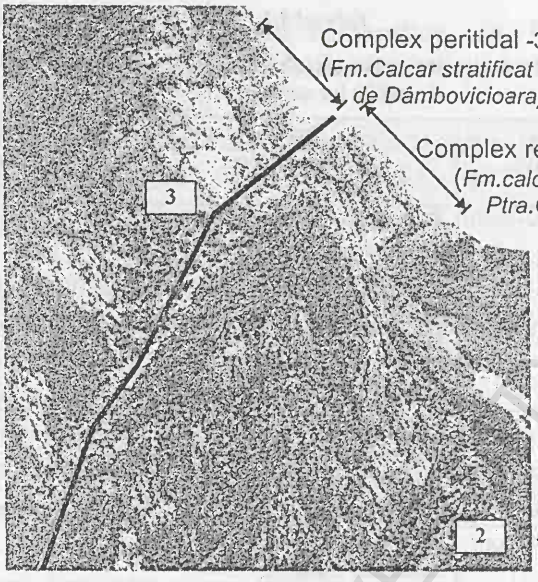



Fig. 3.3. Afloriment în zona Brâului Roşu, creasta Piatra Craiului, unde a fost identificată limita dintre complexul recifal („calcarul masiv") şi complexul peritidal („calcarul stratificat") (foto Panaiotu, 2000).

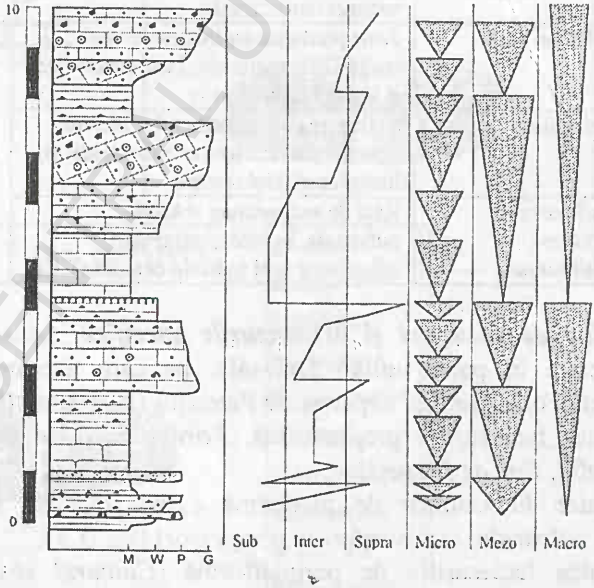



Fig. 3.4. Asociaţii de facies în secvenţele carbonatice care aflorează în Brâul Ciorânga Mare, Piatra Craiului; se pot observa tendinţele *coarsening-up* pentru toate categoriile de secvenţe (micro-, mezo- şi macro-). În asociaţie apar garnofaciesuri de tip M – *mudstone*, W – *wackestone*, P – *packstone*, G – *grainstone*, limite intrabazinale (li) şi extrabazinale (le). Mediul de depunere variabil: de la subtidal la supratidal (după Panaiotu, 2000).

BCU IASI / CENTRUL UNIVERSITARY LIBRARY

Microsecvenţele ating grosimi de până la 1,5 – 2 m şi sunt dominate de faciesuri tempestitice; ele au un caracter disciclic. Au fost interpretate de autoare ca fiind efectul unor cicluri de precesie (o dată la cca 20 000 de ani).

Mezosecvenţele sunt bine delimitate de suprafeţe erozionale, intra- sau extrabazinale şi de niveluri de paleosoluri; grosimea lor ajunge la 4 m şi reflectă ambianţe subtidale şi intertidale; tendinţa lor este de CUS. Au fost paralelizate cu ciclurile de excentricitate (100 000 ani).

Macrosecvenţele au fost separate pe baza suprafeţelor de carstificare care le încadrează şi cumulează grosimi de 6 – 15 m.

Periodicitatea apariţiei lor ajunge la 400 000 de ani.

Complexele recifale grupează bioconstrucţii *pillarstone* şi *bindstone* (Insalaco, 1998) terminate cu unităţi *rudstone*. Dezvoltate în condiţiile unei energii de bazin ridicate, polipii coralilor apar încrustaţi marginal, iar sedimentele interscheletale ating o sortare bună. Autoarea constată că un astfel de complex se repetă de minimum 5 ori, ceea ce sugerează existenţa unui control autociclic impus de oscilaţiile nivelului mării. În astfel de condiţii, evoluţia prin acreţie verticală a complexelor a fost de tip *keep-up* şi *catch-up* (vezi secţ. „Şelfuri carbonatice").

Procesele bioconstrucţionale au încetat când câmpia peritidală din Piatra Craiului a progradat peste spaţiul lagunar. Suita carbonatică se încheie cu microsecvenţe repetitive microstratificate, alcătuite din calcare alochemice, ortochemice cu aspect stromatolitic (Calcarul de Cheile Dâmbovicioarei şi partea superioară a crestei din Piatra Craiului – Ciorânga, Brâna Caprelor, Lăncii). Regimul de sedimentare a căpătat un caracter restrictiv, impus de o climă caldă şi umedă cu influenţe oceanice.

***Modelul de facies*; *evoluţiile depoziţionale*** (fig. 3.5): evoluţia platformei carbonatice a avut un caracter regresiv, trecând de la faciesuri de apă mai adâncă, dar în limitele zonei neritice, la faciesuri de apă mai puţin adâncă. Şelfurile au fost înguste, barate, iar taluzurile, faliate şi abrupte. Structura în blocuri situate la diferite adâncimi a controlat instalarea faciesurilor; blocurile înălţate în zona fotică au constituit suportul complexelor recifale şi peritidale, iar cele coborâte au delimitat bazinete cu faciesuri resedimentate. Se desprinde, astfel, concluzia existenţei unui sistem de bancuri izolate cu sedimentare carbonatică aflate în derivă.

Datele paleomagnetice obţinute de autor (Panaiotu, 1998; Panaiotu, 2000), corelate cu datele despre alte platforme carbonatice din bazinul Tethysian susţin plasarea Platformei Carbonatice Getice la latitudini de 20 – 25° N, pe o margine pasivă din sud-vestul Tethysului.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

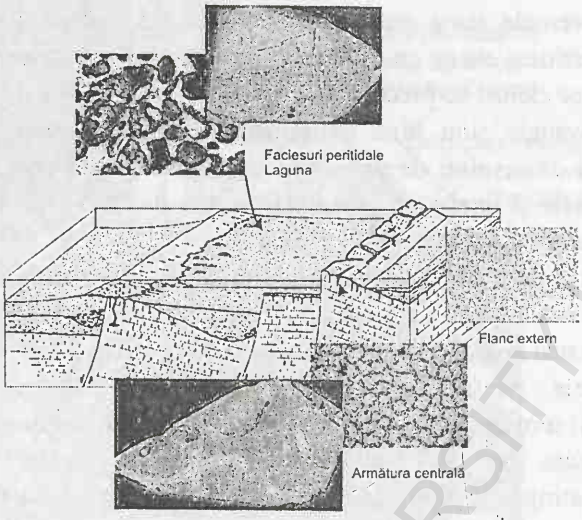



Fig. 3.5. Configurația bazinului și faciesurile specifice complexelor recifale din Grupul de Piatra Craiului (după Panaiotu, 2000, cu completări).

***Referințele anterioare legate de trăsături ale sistemului depozițional:*** Bucur, 1978; Mațenco, 1997; Panaiotu, 1998 – 2000; Patrulius, 1969, 1976; Săndulescu, 1967, 1976.

## REFERINȚE BIBLIOGRAFICE

BUCUR, I. (1978). *Microfaciesurile calcarelor albe din partea de nord a masivului Piatra Craiului, considerații biostratigrafice*. D.D.S., I.G.G., LXIV(4), 89–105.

DUNHAM, R. J. (1962). *Classification of carbonate rocks according to depositional texture*. A.A.P.G. Memoir, 1, 108–121.

INSALACO, E. (1998). *The descriptive nomenclature and classification of growth facbrics in fossil scleractinian reefs*. Sedimentary Geology, 118, 159–186.

MAȚENCO, L. (1997). *Tectonic evolution of the Outer Romanian Carpathians: constrains from kinematic analysis and flexural modelling*. In Geology Dept., p. 155. Amsterdam–Bucharest: Vrije Universiteit, Bucharest University.

PANAIOTU, C. (1998). *Paleomagnetic constraines on the geodynamic history of Romania*. În *Monography of the Southern Carpathians, Reports on Geodesy* (ed J. Sledzinski), pp. 205–216.

PANAIOTU, E. C. (2000). *Platforma carbonatică din zona Masivelor Bucegi și Piatra Craiului – analiza comparativă a sistemelor depoziționale și a proceselor post-depoziționale*. În Catedra de Mineralogie, p. 150, București, Universitatea din București.

PATRULIUS, D. (1969). *Geologia Masivului Bucegi și a Culoarului Dâmbovicioara*, Ed. Academiei Române, București.

PATRULIUS, D., NEAGU, TH., AVRAM, E., POP, G. (1976). *The Jurassic–Cretaceous boundary beds in Romania*. An. I.G.G., L, 71–126.

SĂNDULESCU, M. (1967). *La structure géologique des terraines mesozoiques de l'extérieur du massif cristalin du Făgăraș*. D.D.S., I.G.G., LII (2), 177–208.

SĂNDULESCU, M. (1976). *La correlation structurale du tronçon oriental avec celui meridional des Carpates Roumaines*. D.D.S., IGG., LXII(5), 177–194.

BCU CLUJ CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

## 5.2. FORMAȚIUNEA UNITATEA DE LEPȘA – PIATRA STREI

*Localizarea*: Carpații Orientali
Pânza Cutelor Marginale
Semifereastra Vrancei
*Vârsta*: Cretacic superior (Senonian) – Paleocen

***Sistemul depozițional***: sistem turbiditic grosier cu sursă punctiformă (Vârban, 2003).

***Obiectul studiului***: formațiunile de Lepșa și Conglomeratele de Piatra Strei, Unitatea Lepșa – Piatra Strei – **LPS** (Vârban, 2003) cuprinse între Stratele de Tisaru și Stratele de Cașin. Deschideri în Valea Putna și afluentul său Tișița, jud. Vrancea (fig. 3.6).

***Autorul***: Bogdan Vârban, 2003.

***Scopul studiului***: identificarea corpurilor sedimentare clastice, precizarea faciesurilor depoziționale și elaborarea unui model de facies; precizarea semnificațiilor geotectonice ale evenimentelor depoziționale și a produselor lor.

***Tehnicile utilizate***: analiză de facies, examen petrografic.

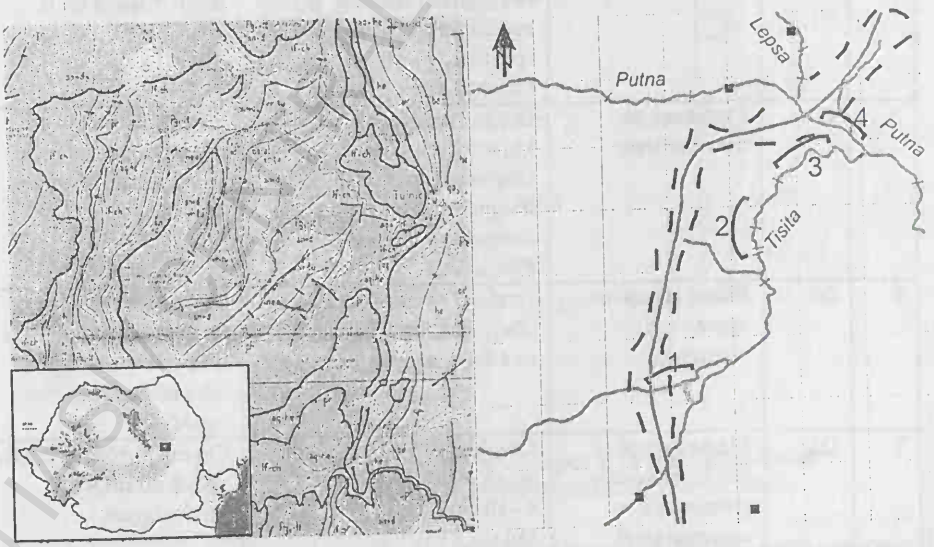



Fig. 3.6. Localizarea perimetrului investigat, Carpații Orientali, Semifereastra Vrancei, Valea Putna. Distribuția stațiilor și a punctelor de observație.

BCU "ȘTEFAN CEL MARE" UNIVERSITY LIBRARY

***Faciesurile descriptive***: în urma analizei de facies au fost separate 8 faciesuri depoziționale. Ele sunt redate în tabelul 3.2, fig. 3.7.

*Tabelul 3.2*

Descrierea și interpretarea faciesurilor

| Nr. crt. | Cod | Facies Petrotipuri | Grosime Trăsături sedimentologice | Interpretare Procese hidrodinamice |
|---|---|---|---|---|
| 1 | A1 | Paraconglomerate masive cu structuri haotice | 1–3 m grosime<br>Claste formate din fragmente de strate contorsionate (2 m), și elemente verzi.<br>Matrice predominant carbonatică. | Remobilizări intrabazinale<br>*Slump* evoluat în curgere debritică coezivă (*Debris flow*).<br>Înghețarea curgerii. |
| 2 | A2 | Paraconglomerate stratificate | Grosime dm – max. 2 m. Claste de elemente verzi și fragmente carbonatice, fabric planar. | *Debris flow* plastic, înghețarea curgerii, caracter distal față de A1 |
| 3 | B1 | Ortoconglomerate amalgamate | Grosimi variabile pe unitate (decimetri – 1,5 m). Medie, 1 m<br>Structuri masive, gradate<br>Md = 2,5 cm; C = 23 cm.<br>Amalgamare verticală. | Tranziție de la *debris flow* la curenți turbiditici de densitate mare.<br>Amalgamare datorată unui spațiu îngust de sedimentare. |
| 4 | B2 | Ortoconglomerate stratificate | Grosimi de 20–60–100 m.<br>Md = 2 cm.<br>Granoclasări normale: în bază conglomerate; gresii grosiere spre top.<br>Caneluri de eroziune în bază. | Curenți turbiditici de densitate mare, echivalentul distal al lui B. |
| 5 | C | Conglomerate fin stratificate | Grosimi reduse, 4 – 20 cm.<br>Md = 0,8 cm.<br>Granoclasări normale.<br>Structuri de bioturbație: *Granularia, Sabularia, Planolites.* | Curenți turbiditici de densitate mare, dar cu o compoziție texturală mai fină. |
| 6 | D1 | Marne cenușii cu claste verzi diseminate | Fondul îl constituie marnele „faciesului negru bituminos" care definesc Stratele de Cașin. | Depuneri hemipelagice în alternanță cu aport de elemente clastice prin intermediul curenților turbiditici |
| 7 | D2 | Marne cenușii și lentile microconglomeratice cu elemente verzi | Conglomeratele au structuri granoclasate și grosimi de 4 –10 cm<br>Md = 1,5 cm | Curenți turbiditici tractivi, urmați de suspensii hemipelagice. |
| 8 | D3 | Marne cenușii | Structuri masive, laminate<br>Asociat cu C și B2. | Depuneri hemipelagice. |

BCU IAȘI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

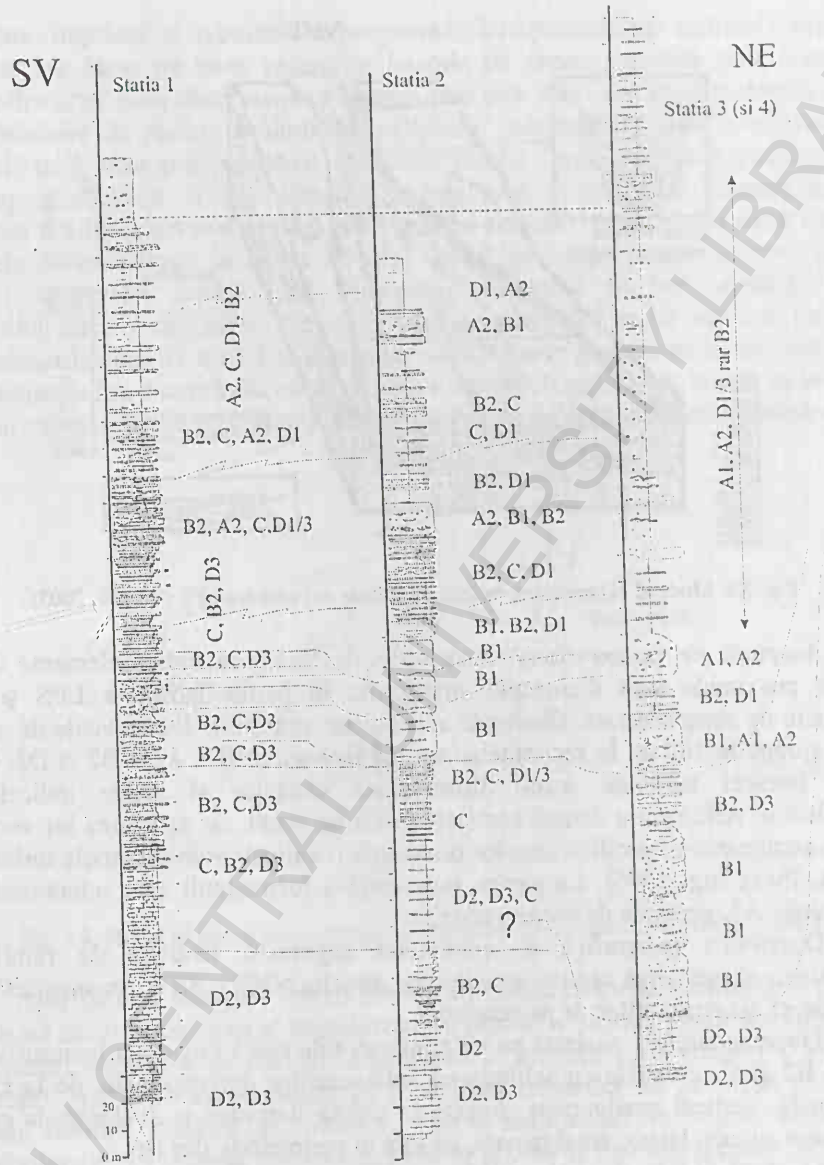



Fig. 3.7. Unitatea LPS – coloane litologice și faciesuri depoziționale (pentru explicația codurilor vezi tabelul 3.2) (Vârban, 2003).

***Asociațiile de faciesuri și arhitecturile specifice***: pe baza faciesurilor și asociațiilor de facies, precum și a corelațiilor între secțiuni au fost determinate 3 elemente depoziționale majore: *canion–canal*, *lob* și *câmpie bazinală* (fig. 3.8).

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

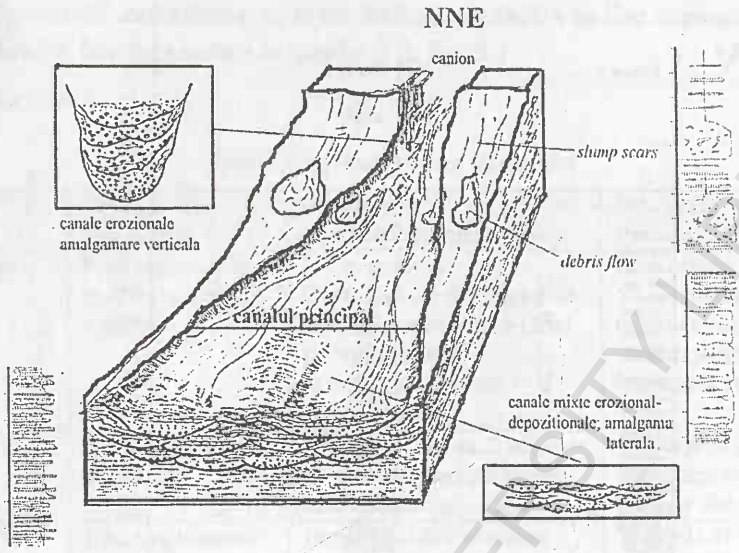



Fig. 3.8. Modelul 3D pentru complexul de canale din unitatea LPS (Vârban, 2003).

*Asociații de canion–canal.* Asociațiile de facies ce indică elemente de tip canale proximale sunt distribuite stratigrafic în partea bazală a LPS şi sunt dominate de conglomerate. Grosimea asociațiilor, compuse din secvențe de ordine mici, ajunge la 100 m. În secvențe se succed faciesurile B1, A2 – B2 şi D3. Către topul fiecărei secvențe scade dimensiunea clastelor şi creşte indicele de stratificație. Arhitectura denotă secvențe tipice de canal, iar asocierea lor verticală este o amalgamare specifică zonelor proximale (canioane) din sistemele turbiditice (Clark, Pickering, 1996). La partea superioară a formațiunii apar interstratificate faciesurile A1, generate de curgeri coezive.

Distribuția geografică a secvențelor sugerează tendința de ramificare a canalelor şi pierderea sarcinii grosiere pe direcția NNE – SSV, reconstituită prin măsurători ale structurilor de paleocurenți.

Trecerea laterală, sesizată pe un aliniament de cca 5 km, de la faciesurile B1, A2 la B2 şi C, coincide cu schimbarea arhitecturilor depoziționale, de la canale proximale, vertical amalgamate, bogate în unități debritice şi avalanşe, la canale mai puțin adânci, lateral amalgamate, cu lobi în perimetrele distale.

*Asociații de lobi.* Aceste asociații sunt compuse predominant din faciesurile B2, A2, C şi D3 şi sunt frecvent identificate în zona mediană şi superioară a formațiunii, pe Valea Tişița. Tendința de scădere a granulometriei este evidentă când se urmăresc aceleaşi nivele, faciesurile B2 trecând lateral în C şi, apoi, în D2. Aspectul general este tabular şi sugerează o depunere pe o suprafață dominant plană.

*Asociații de câmpie bazinală.* Această secvență se suprapune în aria de studiu peste ceea ce, în stratigrafia regiunii Vrancea, este cunoscut ca Strate de Lepşa. În secvență sunt cuplate faciesurile D2 şi D3. Caracterul dominant este stratificația

BCU "ALEXANDRU IOAN CUZA" UNIVERSITY LIBRARY

fină care imprimă o tabularitate pregnantă. Interpretarea în termenii câmpiei bazinale s-a făcut pe baza variaţiilor laterale de facies rezultate prin corelarea secţiunilor şi pe baza observaţiei că acestea sunt cele mai fine depozite detritice.

***Modelul de facies; evoluţii depoziţionale***: unitatea LPS este interpretată în termenii unui sistem depoziţional turbiditic, ruditic (*gravel-rich submarine fan* – Reading şi Richards, 1994). Sistemul a funcţionat în intervalul Maastrichtian – Paleocen şi a fost alimentat dinspre NNE (poziţie actuală – probabil dominant nordică la finele Senonianului). În figura 3.9 este ilustrat un model pentru sistemul care a generat stratigrafia unităţii LPS. Parametrii sistemului au fost următorii: raza sistemului, circa 5 km; adâncimea apei, mai mică de 1 000 m, iar volumul ruditelor este estimat la circa 11 km$^3$. Faciesurile turbiditice foarte grosiere nu au un echivalent granulometric fin, datorită eficienţei curgerii foarte mici, astfel încât la vest de unitatea LPS nu există o unitate echivalentă stratigrafic care să fie expresia distală a acesteia.

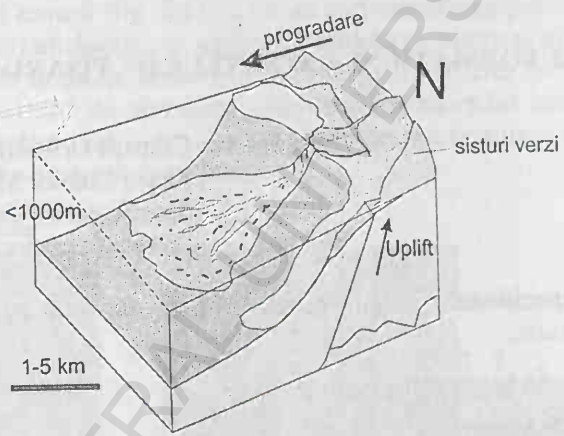



Fig. 3.9. Model de facies pentru complexul turbiditic din unitatea LPS (Vârban, 2003).

Apariţia unui complex ruditic într-un asemenea cadru depoziţional nu poate fi explicată decât ca un efect al fragmentării în blocuri a surselor potenţiale (dominate de „şisturi verzi") şi al activării diferenţiate a acestora (prin înălţări şi coborâri repetate). Astfel de surse situate în apropierea rupturilor de pantă au alimentat, iniţial, fronturi deltaice şi, ulterior, prin resedimentări în regim de curgeri gravitaţionale şi avalanşe, conurile turbiditice în curs de formare (canale, lobi etc.).

Încercarea de a corela aceste evenimente cu situaţia geotectonică din aria bazinului de sedimentare surprinde rolul pe care o zonă de *forebulge* (Bădescu, 1999), îngustă, l-ar fi avut – prin înălţare – în alimentarea curgerilor gravitaţionale. Faţă de această alternativă, Vârban (2003) propune ipoteza formării conglomeratelor prin reactivarea unor falii generate de stresul intraplacă, transmis pe sute de km în interiorul bazinului.

***Referinţele anterioare***: Dumitrescu (1952), Grasu *et al.* (1988), Bădescu (1999), Roban (1999), Ştefănescu (1987).

BCU CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

REFERINȚE BIBLIOGRAFICE

BĂDESCU, D. (1999). *Modelul structural al zonei externe a flişului din Carpaţii Orientali (partea centrală şi nordică) şi paleogeografia palinospastică la nivelul Senonianului şi Paleogenului.* Teză de doctorat, Universitatea din Bucureşti.

BĂNCILĂ, I. (1958). *Geologia Carpaţilor Orientali.* Ed. Ştiinţifică, Bucureşti, p. 368.

DUMITRESCU, I. (1952). *Studiu geologic al regiunii dintre Oituz şi Caşin.* An. Com. Geol., XXIV, p. 195–270.

GRASU, C., CATANĂ, C., DICEA, D. (1988). *Flişul Carpatic – Petrologie şi consideraţii economice.* Ed. Tehnică, Bucureşti, p.208.

ROBAN, R.D. (1999). *Faciesul de Buciaş – Pânza Cutelor Marginale. Analiza secvenţelor de facies şi reconstituirea ambianţelor de sedimentare.* Lucrare de licenţă, Universitatea din Bucureşti.

ŞTEFĂNESCU, M., MICU, M. (1987). *Flysch Deposits in the East Carpathians.* Ed. Academiei Române.

VÂRBAN, B.L.(2003). *Analiza sedimentologică a secvenţelor ciclice de vârstă Cretacic superior din Moldavide: reconstituiri paleoambientale.* Teză de doctorat, Catedra de Mineralogie, Universitatea din Bucureşti, 167 p.


## 5.3. FORMAȚIUNEA STRATELE DE TISARU

***Localizarea***: Carpaţii Orientali
Pânza Cutelor Marginale
Semifereastra Vrancei
***Vârsta***: Cretacic superior (Turonian)

***Sistemul depoziţional***: sistem marin–oceanic, de apă adâncă; domeniu bazinal, câmpii abisale.

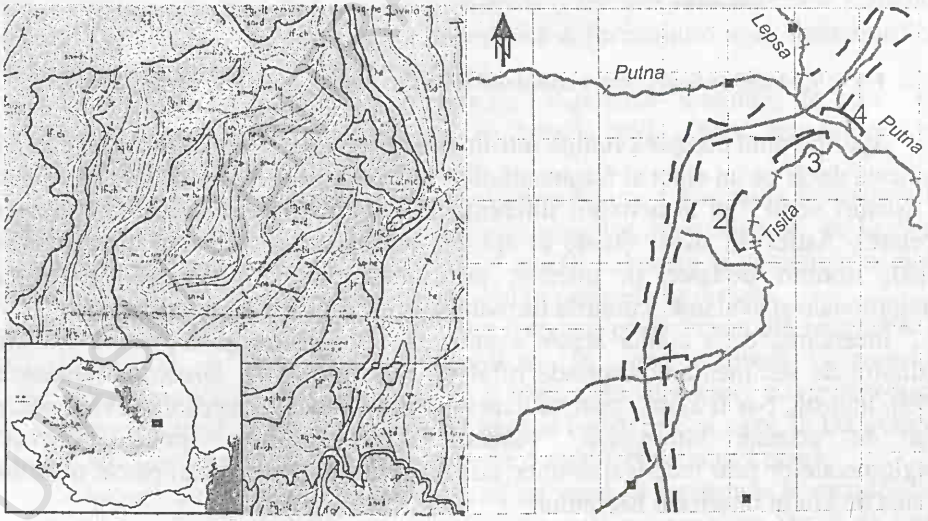



Fig. 3.10. Localizarea perimetrului investigat, Carpaţii Orientali, Semifereastra Vrancei, Valea Tişiţa. Distribuţia staţiilor şi a punctelor de observaţie.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

*Obiectul studiului*: Stratele de Tisaru superioare – STS (Vârban, 2003) cuprinse între Stratele de Tisaru inferioare şi Unitatea Lepşa – Piatra Strei. Deschideri în Valea Putna şi afluentul său Tişiţa, jud. Vrancea. Suita are 110 m grosime (fig. 3.10).

*Autorul*: Bogdan Vârban, 2003.

*Scopul studiului*: reevaluarea suitei cu ritmite silico-argilitice şi identificarea cauzelor care le-au generat; precizarea ambianţei depoziţionale. Ierarhizarea litofaciesală a petrotipurilor întâlnite.

*Tehnicile utilizate*: analiză de microfacies prin studiu secvenţial (ciclostratigrafic – „strat cu strat", scara 1:10) şi examen petrografic.

*Faciesurile descriptive*: prin analiza secvenţială a *Stratelor de Tisaru superioare* au fost separate două unităţi distincte cu evidentă ritmicitate şi tranziţii gradate de la una la alta: în bază *suita cenuşie* (30 m), alcătuită din cupluri silicolit (radiolarit) – argilă, şi *suita roşie* (80 m), alcătuită din cupluri calcare–argilite roşii şi verzi („argile vărgate").

În cadrul *suitei cenuşii* (fig. 3.11, 3.12) au fost identificate patru petrofaciesuri distincte: a) silicolitic (radiolaritic); b) argilitic; c) radiolaritic clastic şi d) grezos litic.

a) Radiolaritele definesc strate centimetrice (0,2 – 6 cm) cu limite nete şi laminaţie paralelă marcată de alternanţa calcedoniei şi cuarţului microcristalin cu acumulări de radiolari sau cu nivele peloidale glauconitice şi micritice. Microstilolitele sunt o prezenţă constantă.

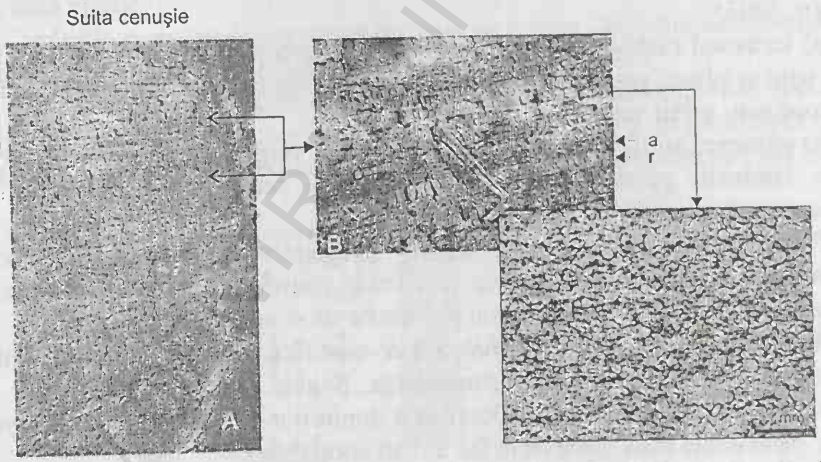



Fig. 3.11. Suita cenuşie, cupluri radiolarit (r) – argilă (a); A – afloriment în Valea Tişiţa; B – detaliu; C – imagine microscopică, în secţiune subţire (după Vârban, 2003, cu modificări).

b) Argilitele se regăsesc în unităţi centimetrice (0,5 – 12 cm), cu variaţii coloristice şi compoziţionale: cenuşii-verzui, negre şi roşii. Au laminaţie paralelă şi conţinut accentuat de silice amorfă.

c) Radiolaritele clastice apar în asociaţie cu d) gresiile litice cu „elemente verzi". Definesc unităţi mai grosiere (10 cm), cu structofaciesuri gradate (granoclasări normale) şi laminaţii orizontale.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

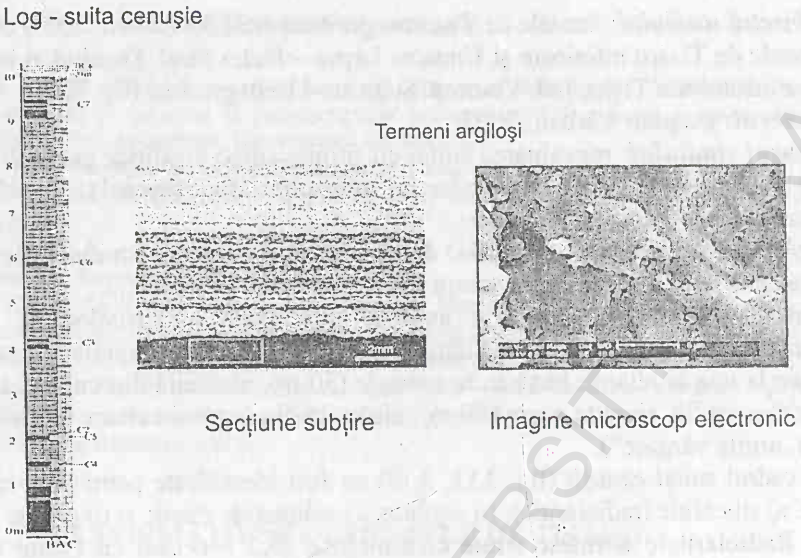



Fig. 3.12. Suita cenuşie, termeni argiloşi alături de coloana litologică ridicată la scara 1:10 (după Vârban, 2003, cu modificări).

În cadrul *suitei roşii* se pot separa doi termeni recurenţi şi definiţi de autor (Vârban, 2003):

a) termenul carbonatic (cu grosimi care variază între 2 şi 20 cm), masiv, cu limite nete şi plane; petrotipurile principale sunt: *wackestone*, silicolite (chert-uri) şi, subordonat, gresii subcuarţoase.

b) termenul argilitic („argile interstratificate" vărgate) are o grosime între 3 şi 22 cm, laminaţie paralelă şi bioturbaţii evidente; petrotipuri determinate: lutite cuarţoase oxidate (roşii) şi micrite verzi.

Partea terminală a suitei devine preponderent clastică, arenitică şi microruditică; prezenţa elementelor verzi este constantă. Structofaciesurile sunt gradate, paralele şi, de multe ori, sunt deformate de structuri de bioturbaţie.

***Asociaţiile de faciesuri şi arhitecturile specifice***. O trăsătură fundamentală a Stratelor de Tisaru o reprezintă ritmicitatea. Suitele separate se asociază şi se succed în microcicluri evidente. Geometria cuplurilor este tabulară, cu dezvoltări laterale pe distanţe mari (ceea ce le fac unităţi corelabile).

Cuplurile *radiolarit – argilă* (fig. 3.13) sunt privite ca expresii ale trecerii (şi, respectiv, revenirii) de la faciesuri pelagice, la faciesuri hemipelagice şi, în termeni depoziţionali, de la cicluri de productivitate biogenă (pentru radiolari) la cicluri de diluţie (pentru lutite). Cauzele schimbărilor se presupun a fi de natură climatică, iar ratele de sedimentare (calculate pe suitele decompactate), de 18 m/ 1 milion de ani şi sub limita CCD (respectiv, la adâncimi de 3,5 – 5 km).

Cuplurile *radiolarite clastice – gresii litice* corespund unor turbidite radiolaritice şi pot fi echivalate cu secvenţe Bouma, incomplete.

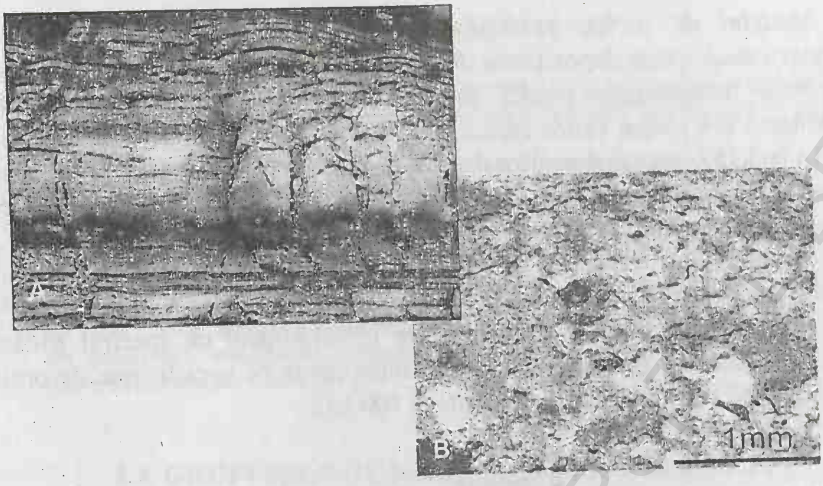



Fig. 3.13. Suita cenuşie, cupluri radiolarit – gresie litică (A) şi imagine microscopică (B), în secţiune subţire (după Vârban, 2003, cu modificări).

Suita roşie este privită ca un răspuns stratigrafic la reducerea progresivă a subsidenţei şi la diluarea productivităţii organogene prin creşterea progresivă a aportului clastic.

Cuplurile *roşu–verde* sugerează un caracter primar, depoziţional, fiind de fapt rezultatul unor redistribuiri diagenetice ale elementelor oxidice.

Lutitul roşu, în asociaţie cu arenitele „verzi", este expresia unei surse continentale (scoarţă de alterare) erodate; elementele verzi provin şi ele dintr-o sursă primară directă şi nu sunt produse de resedimentare a unor conglomerate sau gresii.

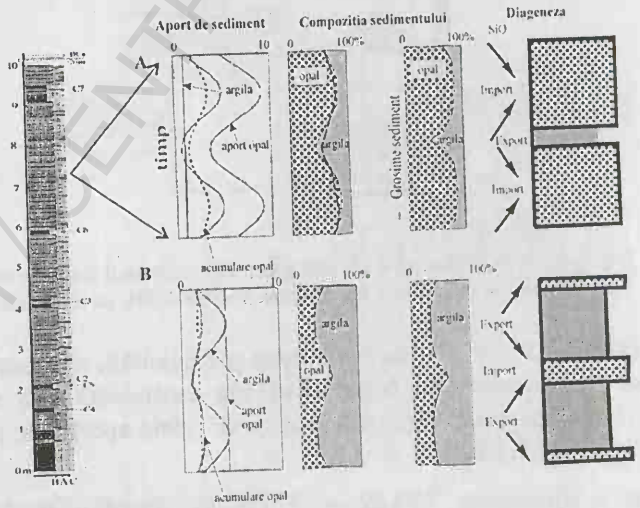



Fig. 3.14. Modelul formării cuplurilor radiolarit (silicolit) – argilă (Vârban, 2003).

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

***Modelul de facies; evoluțiile depoziționale.*** Argumentele aduse pentru acceptarea unui sistem depozițional de mare adâncă sunt clare. Calitatea de faciesuri pelagice şi hemipelagice rezultă din analiza petrografică şi a microstructurilor. Ritmicitatea are parțial cauze ciclice, parțial cauze diagenetice (postdepoziționale) (fig. 3.14; 3.15). Aplicând analiza de semnal a seriilor de timp – în cazul cuplurilor radiolarit – argilă (necontaminate de evenimente turbiditice şi urmărite „în regim" compactat şi decompactat) – Vârban (2003) trage următoarele concluzii:

– componenta periodică nu este observabilă la scara aflorimentului, dar modul de alternanță a cuplurilor sugerează clar ciclicitatea;

– comparația „semnalelor" măsurate în afloriment cu spectrul Milankovič sugerează controlul *precesional* (20 ka) superimpus pe o ciclicitate de ordin mai mare (datorită variației în *excentricitate* la 100 ka);

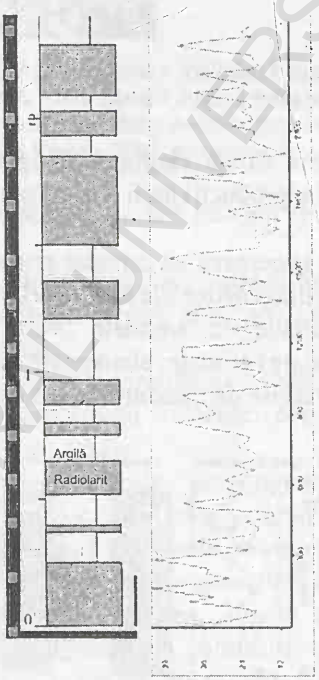



Fig. 3.15. Serii de timp şi tendințele spectrului ciclicității depoziționale pentru cuplurile radiolarit – argilă (după Vârban, 2003, cu modificări).

– prin prisma acestor spectre şi a acestor periodicități, termenul *radiolaritic* a fost acumulat în perioade reci (când circulația ascendentă este reactivată), iar termenul *argilos*, în perioade progresiv mai calde (când aportul de material clastic de pe continent este mai mare).

***Referințele anterioare***: Grasu *et al.* (1988), Bădescu (1999), Ştefănescu, Micu (1987).

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

REFERINŢE BIBLIOGRAFICE

BĂDESCU, D. (1999). *Modelul structural al zonei externe a flişului din Carpaţii Orientali (partea centrală şi nordică) şi paleogeografia palinspastică la nivelul Senonianului şi Paleogenului.* Teză de doctorat, Universitatea din Bucureşti.

BĂNCILĂ, I. (1958). *Geologia Carpaţilor Orientali.* Ed. Ştiinţifică, Bucureşti, p. 368.

DUMITRESCU, I. (1952). *Studiul geologic al regiunii dintre Oituz şi Caşin.* An. Com. Geol., XXIV, p. 195–270.

GRASU, C., CATANĂ, C., DICEA, D. (1988). *Flişul Carpatic – Petrologie şi consideraţii economice.* Ed. Tehnică, Bucureşti, p. 208.

ŞTEFĂNESCU, M., MICU, M. (1987). *Flysch Deposits in the East Carpathians.* Ed. Academiei Române.

VÂRBAN, B.L. (2003). *Analiza sedimentologică a secvenţelor ciclice de vârstă Cretacic superior din Moldavide: reconstituiri paleoambientale.* Teză de doctorat, Catedra de Mineralogie, Universitatea din Bucureşti, 167 p.

## 5.4. GRUPURILE DE MĂGURA ŞI POIANA BOTIZEI

*Localizarea*: Carpaţii Orientali
Flişul transcarpatic
Pienide
Depresiunea Maramureş

*Vârsta*: ciclul Senonian – Oligocen

***Sistemul depoziţional***: mare adâncă – complexe şi sisteme turbiditice (Aroldi, 2001).

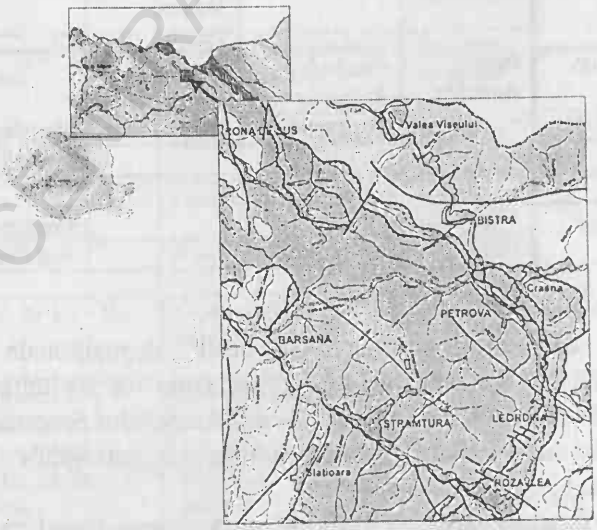



Fig. 3.16. Localizarea Grupului de Măgura, cu pânzele de Leordina, Petrova şi Poiana Botizei, în Bazinul Transcarpatic şi în nordul Carpaţilor Orientali (după Aroldi, 2006, cu modificări).

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

***Obiectul studiului***: flişul transcarpatic de la interiorul Carpaţilor Orientali, unitate similară a Pienidelor, situate între Dacidele interne şi Dacidele mediane (Săndulescu, 1984). În cadrul Pienidelor, Aroldi (2001) a detaliat trăsăturile litostratigrafice şi sedimentologice ale Grupurilor de Măgura şi Poiana Botizei (fig. 3.16, tabelul 3.3).

În cadrul Grupului de Măgura, cercetările s-au concentrat asupra principalelor pânze şi formaţiuni, astfel:

– Pânza de Leordina cu formaţiunile de Dumbrava (*Cretacic superior – Paleocen*), Rozavlea (*Paleocen – Oligocen*) şi Voroniciu (*Oligocen*).

– Pânza de Petrova cu formaţiunile de Petrova (*Eocen mediu şi superior*) şi „Gresia" de Strâmtura (*Eocen superior*).

– Pânza Wildflysch – Formaţiunea de Roaia (*Eocen mediu* şi *superior*).

În unitatea Pânzei de Botiza a fost examinată Formaţiunea „roşie" (*Red Beds*) (*Cretacic superior – Senonian*).

*Tabelul 3.3*

Unităţi litostratigrafice în flişul transcarpatic (Aroldi, 2003)

<table>
<tr><th>Vârsta</th><th colspan="3">Grupul Măgura</th><th rowspan="2">Poiana Botizei</th></tr>
<tr><th></th><th>Pânza Leordina</th><th>Pânza Petrova</th><th>Pânza Wildflysch</th></tr>
<tr><td>Olig. 2</td><td>Gresia de Voroniciu</td><td></td><td></td><td rowspan="2">Gresia de Secătura</td></tr>
<tr><td>Olig. 1</td><td rowspan="4">Fm. Rozavlea</td><td></td><td>Gresia de Măgura–Perciu</td></tr>
<tr><td>Eoc. 3-Pr</td><td>Gresia de Strâmtura</td><td rowspan="2">Fm. Roaia</td><td rowspan="3">Stratele cu hieroglife</td></tr>
<tr><td>Eoc. 2-Bar</td><td>Fm. Petrova</td></tr>
<tr><td>Eoc. 1-Y-L</td><td></td><td></td></tr>
<tr><td>Pc</td><td rowspan="2">Fm. Dumbrava</td><td rowspan="2">Fm. Dumbrava</td><td rowspan="2"></td><td rowspan="2">Complexul roşu Red Beds</td></tr>
<tr><td>$K_3$ – Sen.</td></tr>
</table>

***Autorul***: Aroldi, 2003.

***Scopul studiului***: precizarea mediilor depoziţionale din grupurile componente ale Flişului transcarpatic (Pienide) cu reconstituirea ariilor-sursă şi integrarea lor în cadrul tectonic general, la nivelul ciclului Senonian–Oligocen.

***Tehnicile utilizate***: examen granulometric, petrografic, sedimentologic-microstructural, faciesal şi secvenţial.

***Faciesurile descriptive***: au fost separate pe criterii granulometrice, structurale şi petrografice şi li s-au conferit semnificaţii depoziţionale (ambientale) (fig. 3.17; tabelele 3.4; 3.5).

BCU IAŞI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

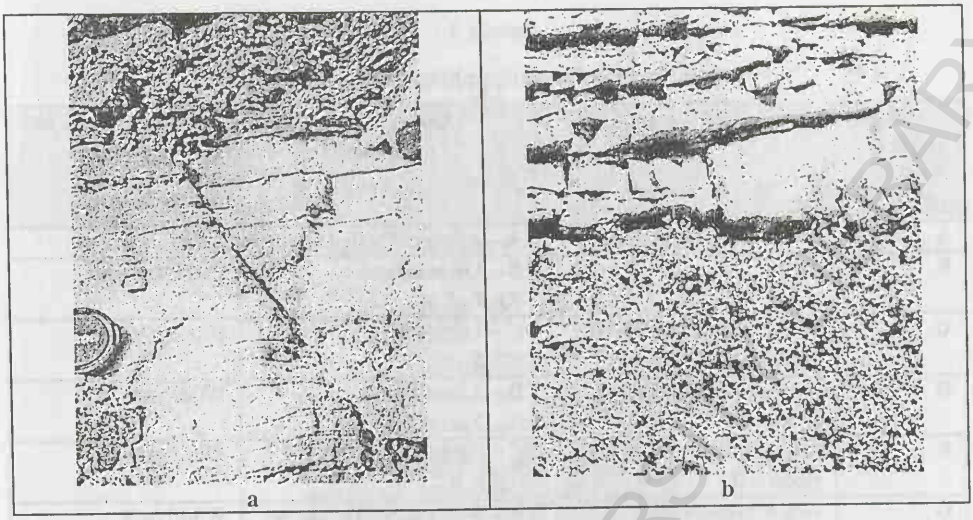


Fig. 3.17. Faciesul masiv al Gresiei de Strâmtura, Valea Slătioara (a). Faciesul arenito–pelitic al Formaţiunii de Roaia, Valea Baicu (b) (foto Aroldi, 2001).

*Tabelul 3.4*

Faciesuri, structuri şi procese în Grupurile de Măgura şi Poiana Botizei

| Facies | Denumirea faciesului (granofacies) | Structuri sedimentare | Interpretare procese | Medii depoziţionale Arhitecturi |
|---|---|---|---|---|
| F1 | rudite (cgl) | Neorganizate, gradate | Curgeri coezive | Canal |
| F2 | rudite (cgl) | Neorganizate, gradate | Curgeri hiperconcentrate | Canal |
| F3 | rudite (cgl) clast-support | Neorganizate, gradate Parţial imbricaţii | Înghețarea curgerilor | Canal |
| F4 | rudite (cgl) şi arenite (gresii) | Neorganizate, gradate | Curenţi de densitate mare | Lob |
| F5 | rudite (cgl) şi arenite (gresii) | Gradate, granoclasări | Expulzarea fluidelor | |
| F6 | gresii fine | Paralele stratificate | Amalgamări, ejecţii hidraulice | |
| F7 | arenit mediu – fin | Covoare de tracţiune, stratificaţii gradate | Curenţi de densitate mare. Sedimentare progradă | Lob |
| F8 | Ta Bouma Seq – rudite (cgl) şi arenite (gresii) | Granoclasări, stratificaţii paralele, laminaţii oblice concoide | Decantarea suspensiilor, curenţi tractivi | Lob |
| F9 | Tb, Tc, Td, Te Bouma gresii fine – siltite argile | Stratificaţii şi laminaţii paralele Neorganizări în lutite | Curenţi de densitate scăzută, acreţii verticale, curenţi tractivi | Lob distal |

BCU IAŞI UNIVERSITARY LIBRARY

*Tabelul 3.5*

Petrofaciesuri în Grupurile de Măgura şi Poiana Botizei

| Cod după Mutti, Ricci, 1972 | Petrotipuri | Coduri după Aroldi (2001) | Unităţi tectonice în care predomină |
|---|---|---|---|
| A | Gresii conglomeratice | A – Arkosic ($Q_{51}F_{30}L_{19}$) | Leordina *Nappe* |
| B | Gresii | B – Lithic arkose ($Q_{56}F_{26}L_{18}$) | Petrova *Nappe* |
| C | Gresii interstratificate cu argile (cupluri) | C – Litharenites ($Q_{49}F_{15}L_{26}$) | Petrova *Nappe* |
| D | Argile interstratificate cu gresii – I | D – Arkosic ($Q_{48}F_{34}L_{18}$) | Wildflysch |
| E | Argile interstratificate cu gresii – II | E – Litharenites ($Q_{45}F_{14}L_{41}$) | Wildflysch |
| G | Argile hemipelagice (Underwood, Moore,'95) | F – Wackestone–Packstone | Wildflysch |
| | | G – Litharenites ($Q_{35}F_{16}L_{491}$) | Botiza *Nappe* |
| | | H – Arkosic litharenites ($Q_{63}F_{16}L_{21}$) | Poiana Botizei *Klippen* |

Examenul microscopic al arenitelor a stabilit 4 petrofaciesuri dominante: arcoze, subarcoze, gresii litice şi gresii cuarţoase (fig. 3.18).

Arcozele şi subarcozele domină partea superioară a secvenţelor din pânzele de Leordina, Petrova şi Wildflysch şi, conform lui Dickinson (1985), se înscriu în tectofaciesul arcurilor magmatice.

Gresiile litice domină formaţiunile Pânzei de Botiza, conţin un procent ridicat de cuarţ monocristalin şi litoclaste metamorfice mafice argumentând o sursă de tip crustă oceanică internă.

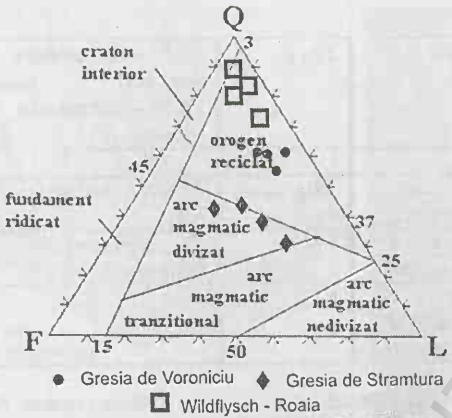
Gresiile cuarţoase sunt predominante în Poiana Botizei, iar originea lor este legată de procesele colizionale (surse în orogene reciclate).

***Asociaţiile de faciesuri, petrotipurile şi arhitecturile specifice***: asociaţiile de faciesuri din deschiderile examinate definesc, pentru toate formaţiunile Pienidelor în ansamblul lor, conuri submarine în care se pot recunoaşte arhitecturi specifice canalelor, intervalului canale–lobi, lobilor, leveelor, complexelor hemipelagice şi curgerilor debritice (tabelul 3.6, fig. 3.19).

Formaţiunea de Rozavlea şi Dumbrava însumează faciesuri turbiditice din care lipsesc depozitele canalizate şi trec lateral la Gresia de Voroniciu.

Formaţiunea de Petrova grupează turbidite fin stratificate ale conurilor externe, iar Gresia de Strâmtura, turbidite nisipoase specifice lobilor cu tendinţe CUS.

BCU "BABEŞ-BOLYAI" UNIVERSITY LIBRARY



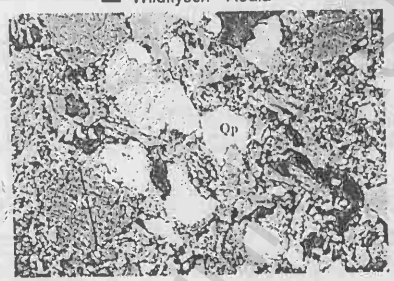




Fig. 3.18. Proiecția faciesurilor arenitice în diagrama de tectofaciesuri a lui Dickinson (1985); în fotografie – un petrofacies arcozian (analize modale și foto Aroldi, 2006).

*Tabelul 3.6*

Asociații de faciesuri și petrofaciesuri în Grupurile de Măgura și Poiana Botizei

| | Pânza | Formațiunea | Vârsta | Facies genetic | Petrofacies | Grosime m |
|---|---|---|---|---|---|---|
| Grupul Măgura | Leordina | Gresia de Voroniciu | Olig. | F7, F8 – con median (*mid fan*) | A | 100 |
| | | Rozavlea | Pc–Eo–Olig. | F9 – con exterior (*outer fan*), câmpie abisală | A | 700 |
| | | Dumbrava | $K_3$–Pc | | | 150 |
| | | | | | | |
| | Petrova | Gresia de Strâmtura | $Eo_3$ | F8, F4–5 – con exterior (*outer fan*) | B, C – 5 m | 900 |
| | | Petrova | $Eo_{2-3}$ | F8, F9 – con exterior (*outer fan*) | B, C – 10 – 15 m | 1 500 |
| | | Dumbrava | $K_3$–Pc | | | 150 |
| | | | | | | |
| | Wild-flysch | Gresia de Măgura–Perciu | Olig. | F7,F8 – con median (*mid fan*) | D, E | 900 |

BCU IAȘI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

*Tabelul 3.6 (continuare)*

| | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|
| | | Roaia | $Eo_{2-3}$ | F5,F7 – con median (*mid fan*)<br>F8,F9 – con exterior (*outer fan*) | D, E, F | 1 200 |
| | | | | | | |
| | **Poiana Botizei** | Gresia de Secătura | **Olig.** | F8 – con median (*mid fan*) | H | 50–60 |
| | | Stratele cu hieroglife | **Eoc.** | F9 – con exterior (*outer fan*) | H | |
| | | Complexul Roşu (*Red Beds*) | $K_3$ | | | |

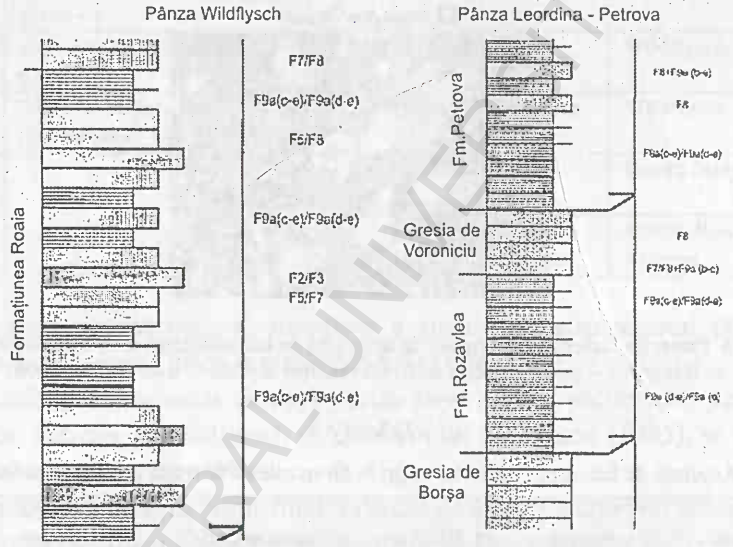



Fig. 3.19. Asociaţii de facies în secvenţele clastice din Grupul de Măgura (după Aroldi, 2006).

Formaţiunea de Wildflysch este dominată de canale cu depozite de *debris flow*.

Asociaţiile de faciesuri din Poiana Botizei corespund unor turbidite fin stratificate care trec gardat şi continuu la lobii gresoşi din Secătura şi Secu.

***Modelul de facies*; *evoluţiile depoziţionale***: la nivelul intervalului Senonian – Oligocen, Bazinul Transcarpatic a funcţionat ca un sistem de mare adâncă (*deep sea*), în care procesele de sedimentare au fost controlate de relaţia care s-a stabilit între cadrul tectonic, oscilaţiile de nivel şi aportul de sedimente. Efectul acestor procese l-a constituit apariţia complexelor turbiditice care au luat morfologia conurilor submarine (fig. 3.20).

Pe marginile continentale convergente au apărut conuri alimentate prin înălţări de scurtă durată, dar constante. Oscilaţiile de nivel din bazin sunt controlate în special eustatic.

BCU CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

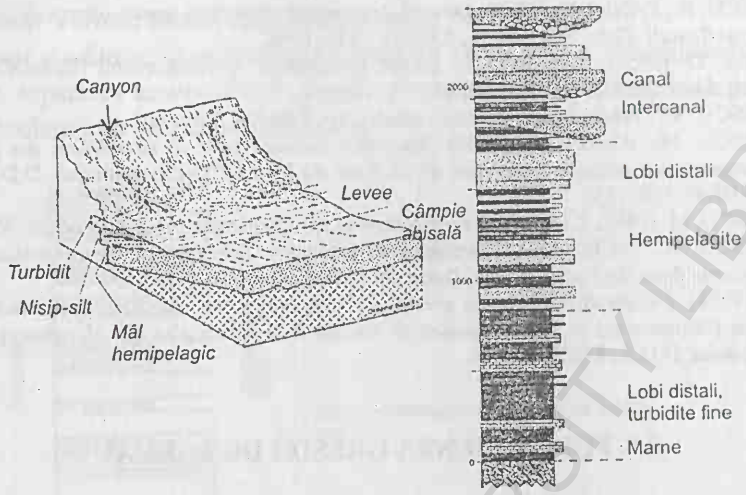



Fig. 3.20. Model de facies 3D, teoretizat (Piper, Underwood, Moore, 1995) şi generalizat pentru formaţiunile Grupului de Măgura, Pienide, Carpaţii Orientali de Nord (după Aroldi, 2001).

În intervalul Senonian – Paleocen au predominat procesele de sedimentare pelagică (argilele vărgate) în continuitate de sedimentare cu „complexele roşii"; în această perioadă, Formaţiunea de Dumbrava (la nord de falia Bogdan Vodă) are un caracter turbiditic, carbonatic.

La nivelul Eocenului sunt prezente complexe turbiditice, fin stratificate, cu dezvoltări laterale pregnante. Deformări sintectonice şi alunecări au generat depozite cu structuri haotice (Fm. Roaia din Wildflysch), *slump*-uri şi diapire argiloase tipice pentru procese acreţionare, în zone de margine continentală cu tectonică activă.

În timpul Oligocenului, scăderea evidentă a nivelului oceanului a creat condiţiile necesare acumulării unor turbidite grosiere şi medii (gresiile de Voroniciu şi Secătura), interpretate ca faciesuri de tip *low stand*, într-un bazin extensional, de asemenea, activ tectonic.

***Referinţele anterioare legate de trăsături ale mediului de sedimentare sau ale sistemului depoziţional***: Aroldi, 2001; Contescu, 1967; Jipa, Mihăilescu, Panin, 1963; Mihăilescu, Panin, 1962; Patrulius, 1956; Săndulescu, 1984, 1988; Săndulescu, Bratu, 1984; Săndulescu, Micu, 1989; Szas, 1974.

## REFERINŢE BIBLIOGRAFICE

AROLDI, C. (2001). *The Pienides in Maramureş*, Cluj University Press ed., Cluj-Napoca.

AROLDI, C. (2006). *Controlul tectonic al sedimentării pentru secvenţele eocene din Dacidele Mediane (Maramureşul de est)*. Analele Univ. Bucureşti, Sesiunea Geo – 2006 (comunicare), Bucureşti.

CONTESCU, L.R. (1967). *Formations et faciés dans la zone du Flysch de Carpates Orientales Roumaines*. Geol. Rundschau. Bd. 56, H 1, 241–262.

JIPA, D., MIHĂILESCU, N., PANIN, N. (1963). *Direction de courants dans les dépôts éocene-oligocene dans le silon paleogene du Maramureş*. Assoc. Geol. Carpato-Balcan., VI, Warszaw.

BCU IAŞI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

MIHĂILESCU, N., PANIN, N. (1962). *Direcţii de curent în depozitele eocen-oligocene din regiunea Telciu–Romuli.* Com. Acad. Rom., XII(12), 1357–1368.
PATRULIUS, D. (1956). *Contribuţii la studiul geologic al Maramureşului (Bazinul Ruscovei).* D.D.S. Com. Geol. Rom., XV, 68–84.
SĂNDULESCU, M. (1984). *Geotectonica României,* Ed. Tehnică, Bucureşti.
SĂNDULESCU, M., BRATU, E. (1984). *Nouvelles donnees pour la correlation des formations paleogenes des unites allochtonnes de la Zone du Flysch Transcarpathique.* D.D.S., I.G.G., LXVIII(4), 119–135.
SĂNDULESCU, M. (1988). *Cenozoic tectonic history of the Carpathians.* A.A.P.G. Mem., 45, 17–26.
SĂNDULESCU, M., MICU, M. (1989). *Oligocene paleogeography of the East Carpathians.* În *The Oligocene from the Transylvanian Basin* (ed. I. Petrescu), Cluj-Napoca.
SZAS, L. (1974). *Poziţia stratigrafică a gresiilor şi conglomeratelor de Prislop în estul bazinului Borşa (Maramureş) şi unele consideraţii asupra Neocretacicului din Maramureş şi Munţii Bârgăului.* D.D.S., I.G.G., LX(4).

## 5.5. FORMAŢIUNEA GRESIEI DE TARCĂU

*Localizarea*: Carpaţii Orientali
Zona flişului Paleogen
Moldavide, Pânza de Tarcău
*Vârsta*: Eocen

***Sistemul depoziţional***: „mare adâncă", turbiditic (Vârban, Derer, Anastasiu, Roban, Popa, 2001).

***Obiectul studiului***: secvenţa turbiditică din Valea Buzăului deschisă în apropiere de barajul lacului de acumulare de la Siriu, pe o grosime de 600 m (fig. 3.21; 3.22).

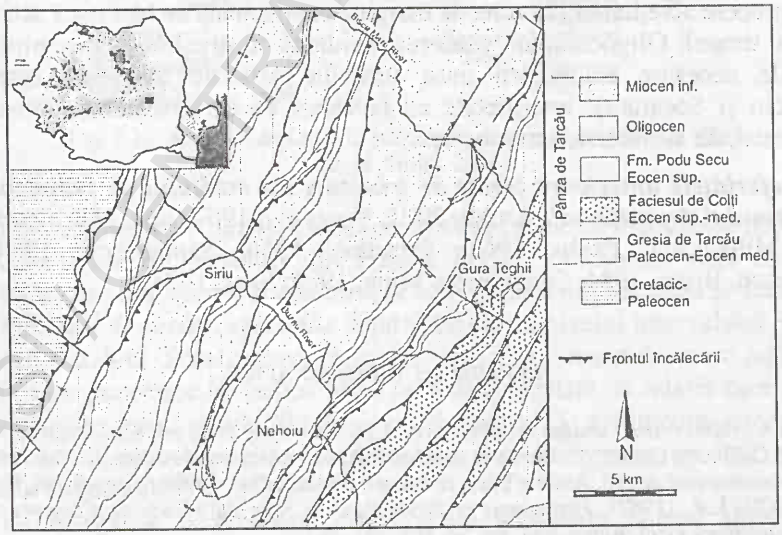



Fig. 3.21. Localizarea zonei de studiu în Pânza de Tarcău, Carpaţii Orientali de Curbură (după Harta Geologică a României, foaia Covasna, 1968).

BCU IAŞI - BIBLIOTECA CENTRALĂ UNIVERSITARĂ - LIBRARY

*Autorii*: Vârban, Derer, Anastasiu, Roban, Popa (2001).

*Scopul studiului*: identificarea faciesurilor ce alcătuiesc Formațiunea Gresiei de Tarcău, separarea asociațiilor litologice și reconstituirea sistemului depozițional în care a evoluat procesul de sedimentare.

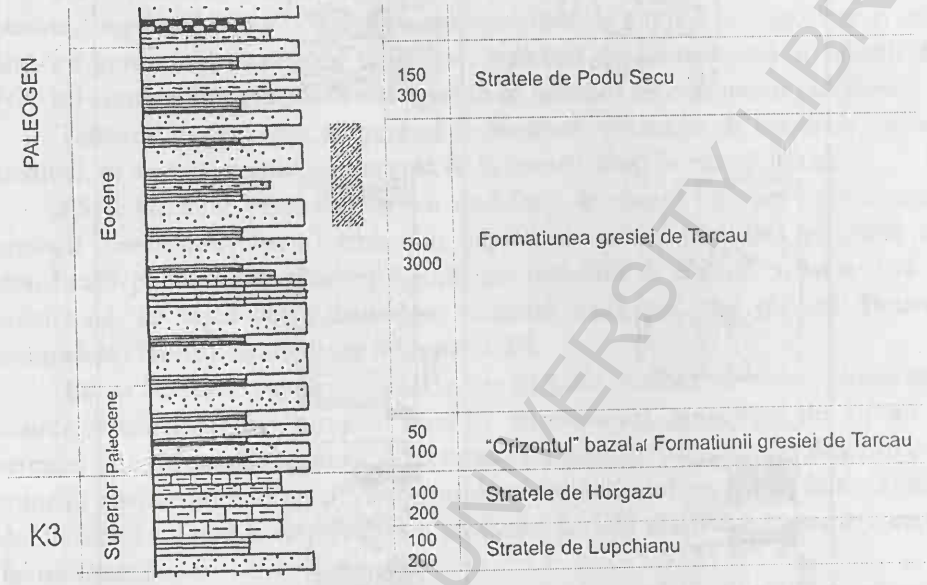



Fig. 3.22. Poziția cronostratigrafică și litologia Formațiunii Gresiei de Tarcău (după Harta Geologică a României, foaia Covasna, 1968).

*Tehnicile utilizate*: analiza secvențială.

*Faciesurile descriptive*: au fost separate pe criterii granulometrice, structurale; în funcție de raportul nisip/argilă sunt unități depoziționale de ordinul 5–6 (Mutti, 1992): F1–F7 (fig. 3.23).

**F1** – *Faciesul megabreciilor haotice* (*chaotic megabreccia*) a fost identificat în litoni cu grosimi medii de 10 m constituiți din megaclaste polimictice, centimetrice și decimetrice, prinse într-o matrice siltică, argiloasă. Baza litonilor este plană și netă, iar topul, ușor neregulat, erozional, suportă conglomerate *clast-supported*. El este interpretat ca un *debris-flow* coeziv, depus în proximitatea sursei. Condiții de curgere laminară sunt sugerate de tendința de imbricare a galeților. Megaclastele sedimentare trebuie interpretate ca fragmente dislocate intrabazinal.

**F2** – *Faciesul cu megagaleți moi* (*mudstone rafted clasts*) este aproape singular, asociat cu F1, în unități de până la 1,5 – 2 m grosime. Abundă în intraclaste de argile microstratificate și deformate (de zeci de cm lungime), prinse într-o matrice micro-ruditică, cuarțoasă. A fost interpretat ca un depozit rezidual, în zona de trecere de la o curgere plastică la una fluidă.

BCU IASI CENTRALA UNIVERSITY LIBRARY

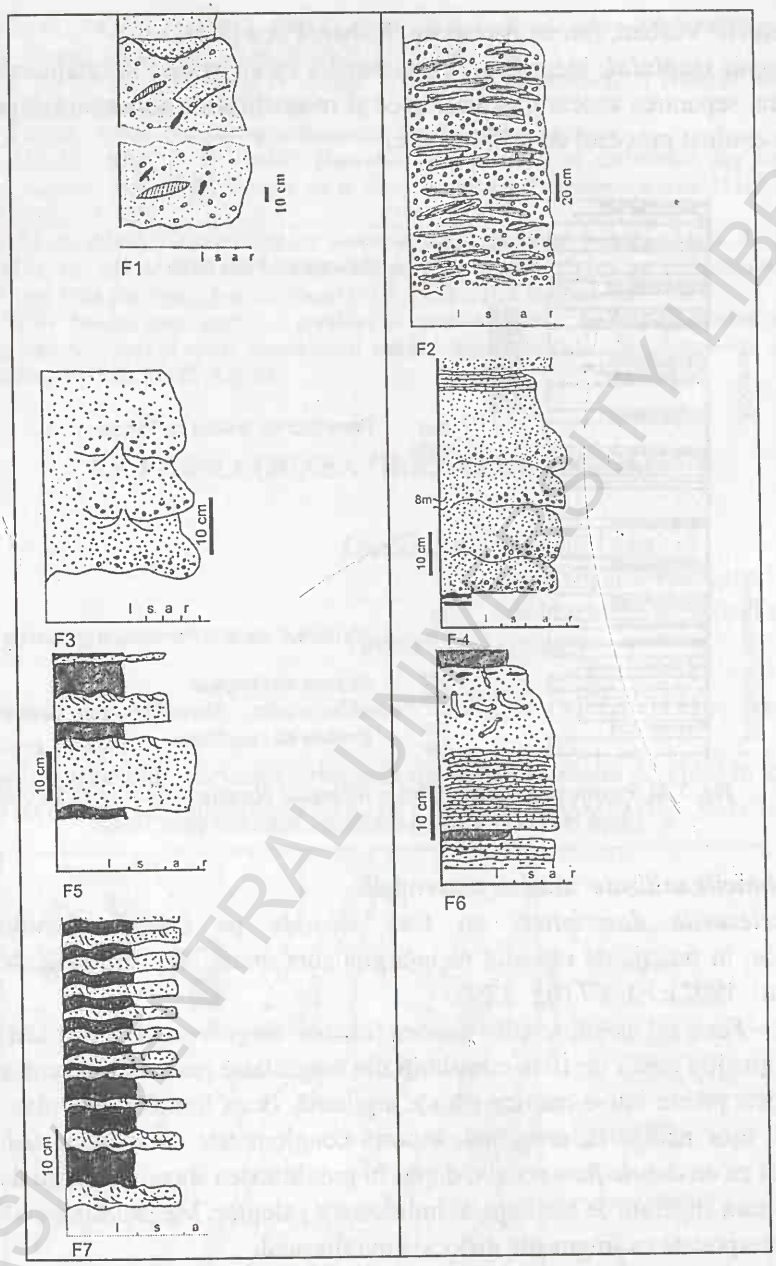



Fig. 3.23. Faciesurile depoziționale ale gresiei de Tarcău de la Siriu.

**F3** – *Faciesul conglomeratelor și gresiilor amalgamate* (*amalgamated, clast supported-graded conglomerates and sandstones*) constituie o unitate gradată cu elemente bine sortate; include nivele cu stratificații paralele și ondulații de curent.

BCU IASI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Baza unităților este însoțită de *flute cast*, iar topul, de ondulații de curent, asimetrice. Faciesul poate fi interpretat ca o depunere pietrișoasă din curenți cu densitate ridicată simultan cu evenimente erozionale multimodale.

**F4** – *Faciesul gresiilor grosiere și al conglomeratelor gradate* (*massive-graded conglomerate and coarse sandstones*) include cupluri mai grosiere și mai fine, cu granoclasări normale și inverse, structuri de suprasarcină și injecții de *dyke*-uri clastice. Baza litonilor este însoțită de *caneluri de eroziune și galeți moi*.

Termenii ruditici sunt interpretați în termenii covoarelor de tracțiune, iar cei arenitici, ca termeni formați la trecerea de la curenți denși la curenți diluați.

**F5** – *Faciesul gresiilor fine cu ondulații de curent* (*current-rippled fine-grained sandstones*) este format din cupluri de gresii (cm–dm) și siltite cu stratificații paralele sau masive, însoțite de ondulații de curent cu baza netă și erozională, iar topul net și bioturbat. Schițează trăsăturile unei secvențe Bouma, incomplete (Tb–Te). Se asociază frecvent cu F4.

**F6** – *Faciesul cuplurilor gresie–argilă* (*thin bedded sandstone–mudstone couplets*) constituit din termeni arenitici cu ondulații asimetrice de curent și termeni lutitici, paralel laminați și bioturbați cu grosimi cumulate centimetrice, cu tranziții gradate între termeni. Este considerat un produs al curenților de turbiditate de densitate scăzută și interpretat ca un facies de lobi distali cu tranziție spre un facies bazinal.

**F7** – *Faciesul argilelor roșii și verzi microstratificate* (*laminated red/green mudstones*) include alternanțe de argile roșii și verzi cu nivele rare de marne, cu laminații paralele, slab bioturbate. Sugerează ritmuri redox în facies pelagic (marnele) și hemipelagic.

Semnificațiile procesuale și depoziționale sunt sintetizate în tabelul 3.7.

*Tabelul 3.7*

Faciesuri și tipuri de curgeri – semnificații hidrodinamice. Formațiunea de Tarcău

| Facies | Tipul curgerii | Modul de depunere | Reologia curgerii |
|---|---|---|---|
| F1 | *Debris flow* coeziv, curgere laminară | Înghețarea curgerii | Plastică |
| F2 | Curgere reziduală | Înghețarea curgerii | Plastic-fluidală |
| F3 | Curenți hiperconcentrați | Înghețarea curgerii | Plastic-fluidală |
| F4 | Curenți de turbiditate cu densitate mare; covoare de tracțiune | Din suspensie turbulentă, pietrișoasă | Fluidală |
| F5 | Curenți de turbiditate cu densitate scăzută | Din suspensie turbulentă | Fluidală |
| F6 | Curenți de turbiditate cu densitate scăzută | Din suspensie turbulentă, mâloasă | Fluidală |
| F7 | Sedimentare pelagică și hemipelagică | Din suspensie turbulentă | Fluidală |

BCU IAȘI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

***Asociațiile de faciesuri și arhitecturile specifice***: asociațiile de faciesuri frecvente – secvențele de facies – au fost utilizate pentru reconstituirea morfologiei corpurilor de sedimente și, respectiv, a arhitecturii acestora și ordinului de mărime (fig. 3.24 și tabelul 3.8).

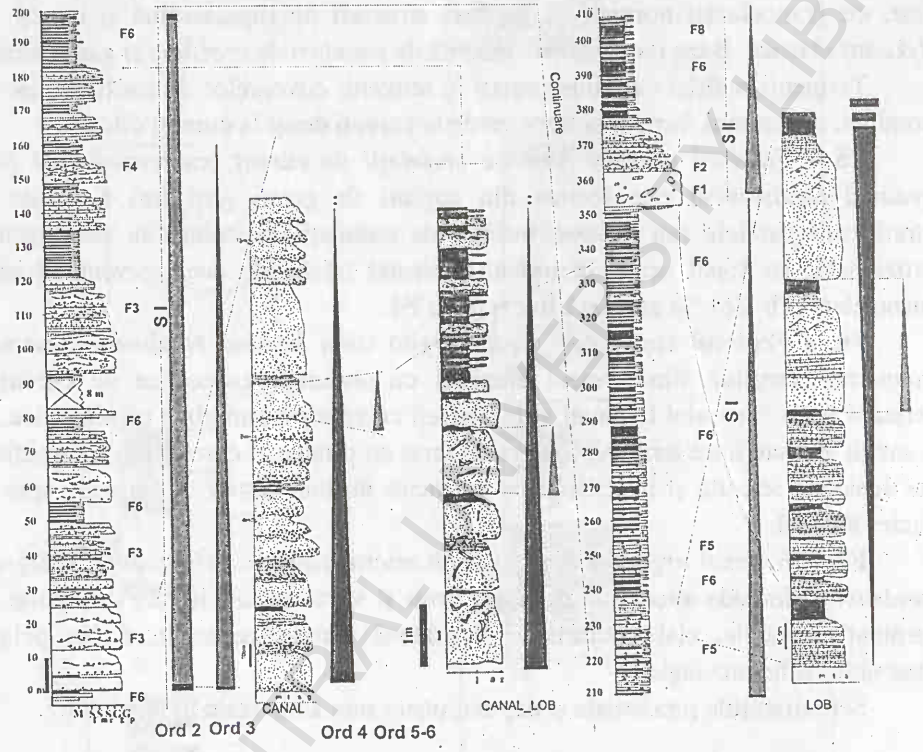



Fig.3.24. Cicluri ierarhice separate în cadrul secțiunii măsurate și asociații de facies specifice elementelor: canal, canal–lob și lob turbiditic.

*Complexele canal–overbank* aparțin la două cicluri distincte impuse în zona mediană a unor conuri submarine:

I – inferior (160 m grosime), 6 secvențe FUS, în care grosimea canalelor scade progresiv, probabil datorită scăderii aportului de sedimente și modificării reliefului submarin și/sau proceselor de amalgamare; ele sunt însoțite de faciesuri de *overbank*;

II – superior (30 m grosime), 1–2 secvențe lipsite de asociații de *overbank* (datorită secțiunii axiale pe care o oferă deschiderea).

Canalele au caracter mixt, erozional-depozițional – *sensu* Mutti (1992).

*Complexele canal–lob* sunt alcătuite din secvențe FUS cu evidente bioturbații (microstructuri *burrows*, canaliforme) în termenii fini, siltici și lutitici.

BCU ASE CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

*Tabelul 3.8*

Secvențe de facies în Formațiunea de Tarcău – semnificații depoziționale

| Secvențe de facies (asociații de facies *tracts*) | Faciesuri genetice (depoziționale) | Imagini din deschiderile de pe Valea Buzăului |
|---|---|---|
| **F3 – F6 – F4** | Complexe canal – *overbank* | |
| **F4 – F5 – F7** | Canal–lob (zona de tranziție) | |
| **F5 – F6** | Complex de lobi (interlobi) | |
| **F7 – F6** | Câmpie bazinală | |

*Complexele de lobi depoziționali-interlobi* sunt alcătuite din secvențe cu treceri gradate, de multe ori de tip CUS – prin *ciclicitate de compensație* (Mutti, 1992); tranzițiile spre interlobi au caracter FUS, cu bioturbații. În cadrul lor apar succesiuni incomplete și/sau discontinui de „termeni Bouma".

*Turbiditele și hemipelagitele bazinale*, cu un raport de 3:1 între ele, totalizează grosimi metrice, prin acumularea de microfaciesuri „roșii, verzi și albe" centimetrice.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

***Modelul de facies; evoluțiile depoziționale***: cele două megasecvențe înregistrate apar ca sisteme turbiditice acumulate în condițiile unui control tectonic pe seama unui orogen reciclat, printr-un sistem de paleocurenți cu direcție SS–NNE (Contescu *et al.*, 1966 a). Sistemul I este mai fin și are afinități cu sistemele alcătuite din lobi detașați, iar sistemul II este mai nisipos, cu lobi atașați (fig. 3.25).

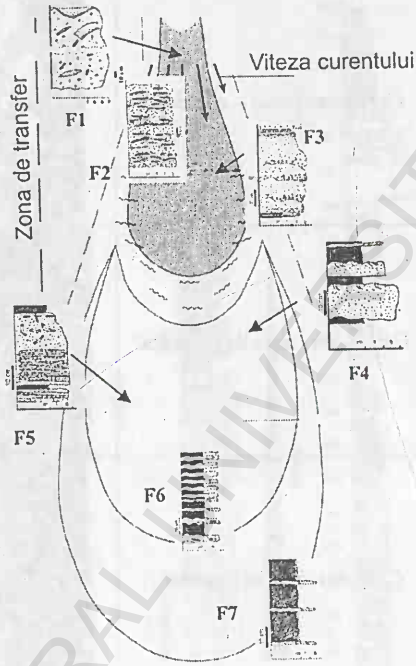



Fig. 3.25. Distribuția faciesurilor între zona taluzului și cea a câmpiei bazinale.

***Referințele anterioare legate de trăsături ale sistemului depozițional***: Bădescu, 2005; Contescu, 1966, 1967; Dumitriu, Dumitriu, 1964; Filipescu, 1961; Grasu, 1988, 1996; Grigoraș, 1955; Grigoraș, Pauliuc, Costea, 1966; Ionesi, 1987; Mihăilescu, 1964; Săndulescu, 1984; Tătărîm, 1981.

## REFERINȚE BIBLIOGRAFICE

BĂDESCU, D. (2005). *Evoluția tectono-stratigrafică a Carpaților Orientali în decursul Mezozoicului și Neozoicului*, Ed. Economică. București.

CONTESCU, L., MIHĂILESCU, N. (1966). *Direcții de curent în flișul eocen dintre Valea Ialomiței și Valea Verbilăului*. St. cercet. geol. geofiz. geogr., Seria geol., 11(1), 63–70.

CONTESCU, L. R. (1967). *Formations et faciés dans la zone du Flysch de Carpates Orientales Roumaines*. Geol. Rundschau. Bd. – 262.

DUMITRIU, M., DUMITRIU, C. (1964). *Arii sursă ale unor sedimente paleogene din Carpații Orientali*. St. cercet. geol. geofiz. geogr., Seria geol., 9–1.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

FILIPESCU, M. (1961). *Problema limitei inferioare şi superioare a Paleogenului în Carpaţii Orientali*. Analele Univ. Bucureşti, 27.
GRASU, C., CATANĂ, C., GRINEA, D. (1988). *Flişul carpatic. Petrografie şi consideraţii economice*.
GRASU, C., CATANĂ, C., BOBOŞ, I. (1996). *Petrografia formaţiunilor din flişul intern carpatic*.
GRASU, C., CATANĂ, C. (1995). *Reconstituiri paleoclimatice şi arii sursă în Paleocen–Eocenul litofaciesului de Tarcău*. St. cercet. geol. geofiz. geogr., Seria geol., 40.
GRIGORAŞ, N. (1955). *Studiul comparativ al faciesurilor Paleogenului dintre Putna şi Buzău*. An. I.G.G., XXVIII.
GRIGORAŞ, N., PAULIUC, S., COSTEA, I. (1966). *Date privind faciesurile Paleogenului dintre Văile Oituz şi Bistriţa*. St. cercet. geol. geofiz. geogr., Seria geol., 11–2.
IONESI, L., GRASU, C. (1987). *Precizări litostratigrafice la limita Eocen–Oligocen în litofaciesul de Tarcău–Fusariu*. St. cercet. geol. geofiz. geogr., Seria geol., 32.
MIHĂILESCU, N. (1964). *Cretaceous and Paleogene flisch of the Romanian Carpathians: Paleocurrents, source-areas, paleogeography*. An. I.G.G., LXII.
SĂNDULESCU, M. (1984). *Geotectonica României*, Ed. Tehnică, Bucureşti.
TĂTĂRÎM, N. (1981). *Vârsta gresiei de Tarcău de pe Valea Pietroasa – Nord de Vărbilău (Pintenul de Homorâciu – Prăjani)*. St. cercet. geol. geofiz. geogr., Seria geol., 26 (1).
VÂRBAN, B., L., DERER, C., E., ANASTASIU, N., ROBAN, R.D., POPA, M. (2001). *Architecture of turbidite systems as revealed by the East Carpathians Eocene sequences ("Tarcau Formation" – Siriu, Romania)*. Studii şi Cercetări Geol., **46**, p. 19–37.

## 5.6. FORMAŢIUNEA DE PRISLOP

*Localizarea*: Carpaţii Orientali
Dacidele mediane
Bazinul Transcarpatic
*Vârsta*: ciclul Eocen mediu – Miocen inferior

***Sistemul depoziţional***: mare adâncă (*deep sea*) – hemipelagic şi turbiditic, con-deltaic (*fan-delta*) (Aroldi, 2006).

Fig. 3.26. Localizarea Bazinului Borşa–Ruscova în Bazinul Transcarpatic şi în nordul Carpaţilor Orientali (după Aroldi, 2006, cu modificări).

BCU IAŞI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

***Obiectul studiului***: formațiunea clastică de Prislop de vârstă Eocen mijlociu, bine deschisă în bazinetele Borșa–Ruscova, Sălăuța și Lăpuș, parte componentă a Bazinului Transcarpatic, delimitat de horstul cristalin al Rodnei, de cel al Maramureșului și de unitățile Pienide (fig. 3.26).

***Autorul***: Aroldi (2006).

***Scopul studiului***: precizarea mediilor depoziționale din Bazinul Transcarpatic și legătura dintre tectonică și sedimentare în timpul Eocenului.

***Tehnicile utilizate***: analiza de facies și examenul petrografic.

***Faciesurile descriptive***: au fost separate pe criterii granulometrice, structurale și petrografice și li s-au conferit semnificații depoziționale (ambientale) (tabelul 3.9 și fig. 3.27; 3.28; 3.29).

*Tabelul 3.9*

Faciesuri, structuri sedimentare și procese depoziționale pentru Formațiunea de Prislop

| Facies | Denumirea faciesului (granofacies) | Structuri sedimentare | Interpretare procese | Medii depoziționale |
|---|---|---|---|---|
| Cgl | Conglomerate | Stratificație oblică la scară mare (*foreset beds*) | Procese gravitaționale | Conuri deltaice tip Gilbert |
| Br | Brecii neorganizate, haotice | Stratificații neorganizate | Curgeri gravitaționale – *debris flow, grain flow, mud flow* – faciesuri de canal | Complexe și sisteme de apă adâncă, conuri turbiditice cu lobi detașați |
| De | Debrite | Stratificații neorganizate | *Debris flow*, faciesuri de canal Curenți de turbiditate, densitate mare Lobi | |
| Gr-am | Gresii amalgamate | Stratificații neorganizate | | |
| Gr-Si | Cupluri gresii–siltit (pelit) | Stratificații paralele Gresie/argilă < 1 | Acreții verticale | Cuverturi hemipelagice |
| Grp | Gresii laminate | Stratificații paralele | | |
| Ar | Argilite cu intercalații de gresii | Stratificații paralele | | |

Petrofaciesurile conglomeratice și brecioase includ claste de roci metamorfice și elemente de calcare senoniene, paleocene și lutețiene.

Argilitele cu laminații paralele alternează cu siltite și gresii fine formând cupluri repetitive. Ele s-au sedimentat în condițiile unui bazin cu energie scăzută.

BCU IAȘI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Breciile haotice constituie un amestec de blocuri de gresii și argile prinse într-o matrice argiloasă formând unități cu grosimi de până la 10 m.

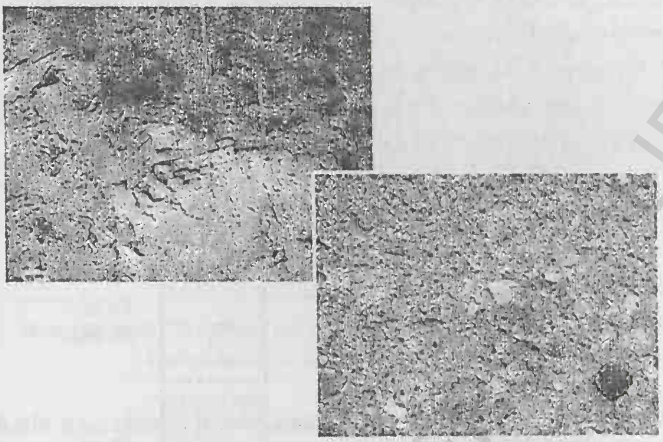


Fig. 3.27. Secvențe cu conglomerate polimictice în facies deltaic (foto Aroldi, 2006).

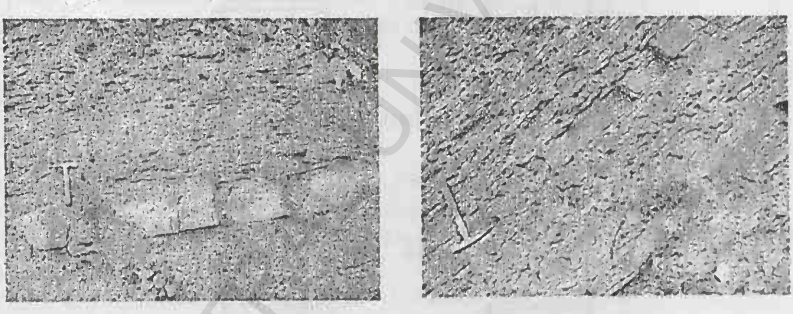


Fig. 3.28. Gresii și siltite în cupluri specifice unui facies hemipelagic (foto Aroldi, 2006).

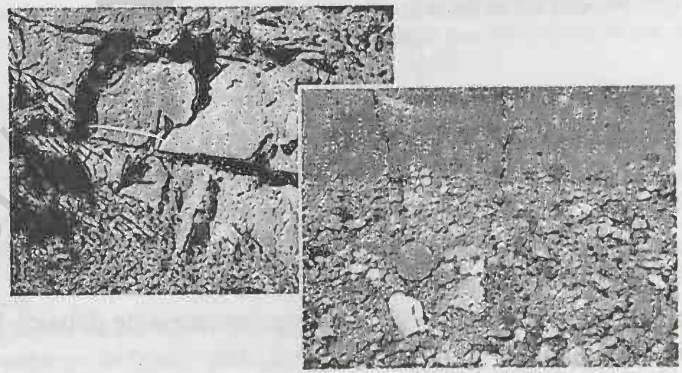


Fig. 3.29. Secvențe cu microconglomerate polimictice, gresii amalgamate și siltite în facies turbiditic (foto Aroldi, 2006).

BCU IASI UNIVERSITY LIBRARY

***Asociațiile de faciesuri, petrotipurile și arhitecturile specifice***: faciesurile identificate se asociază în mezosecvențe repetitive (cicluri) cu grosimi de 20 – 30 m. Ele au fost ridicate în zona Complexului turistic și în Valea Amarul Mare (fig. 3.30).

Secvențele turbiditice au caracter de CUS (*coarsening-up sequence*), ating grosimi de 5 m, iar gresiile amalgamate cu galeți moi definesc baza unor canale.

Succesiunea secvențelor litostratigrafice sugerează variații verticale de facies și un proces de sedimentare controlat tectonic.

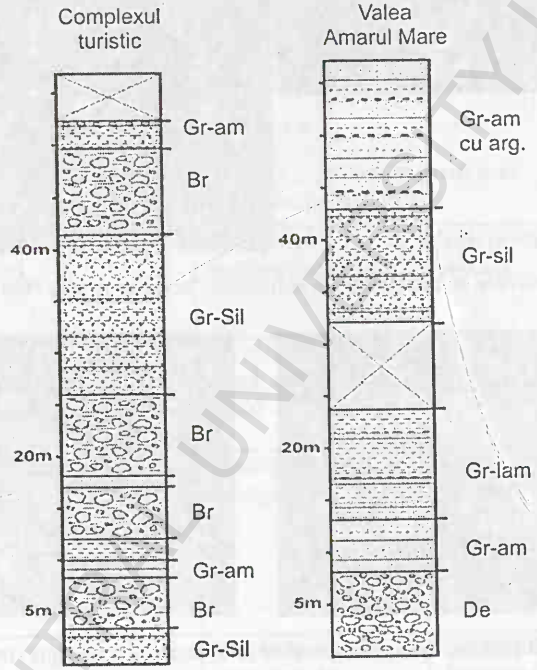



Fig. 3.30. Asociații de facies în secvențele clastice din Formațiunea de Prislop (după Aroldi, 2006).

***Modelul de facies; evoluțiile depoziționale***: la nivelul Eocenului mediu, în bazinul Borșa–Ruscova s-au succedat faciesuri deltaice, hemipelagice și turbiditice.

Conul deltaic a fost parțial exondat, parțial submers (*fan-delte* tip Gilbert); spre bazin; acesta a avut trăsături de front al deltei (*delta-front*) (fig. 3.31).

Faciesurile deltaice sunt un răspuns direct la subsidența bazinului în timpul proceselor de extensie a acestuia.

Sedimentarea hemipelagică a avut loc peste corpurile deltaice formate și în zonele de șelf extern.

Curenții de turbiditate au fost activi, au controlat sedimentarea pe pante și au alternat cu mecanisme de transport în masă (*gravity flow, grain flow*).

BCU IAȘI CENTRALĂ UNIVERSITARĂ LIBRARY

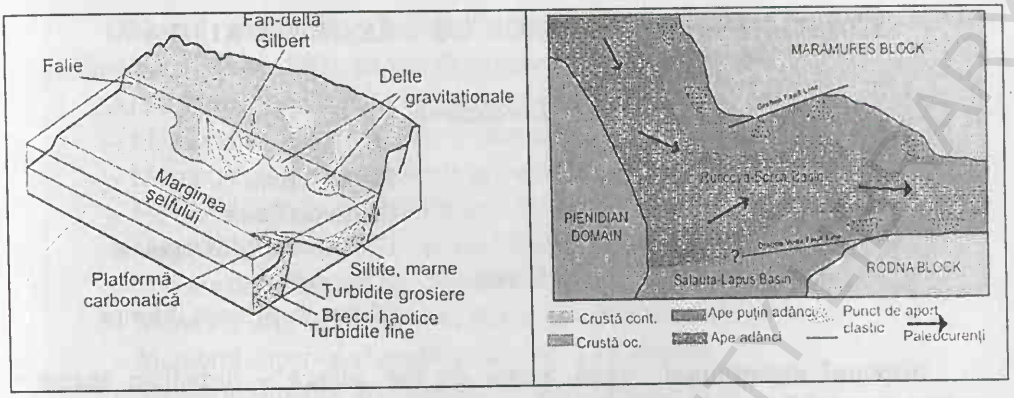



Fig. 3.31. Model de facies 3D pentru Formaţiunea de Prislop din Bazinul Transcarpatic. Cadrul tectonic al bazinului sedimentar.

***Referinţele anterioare legate de trăsături ale mediului de sedimentare sau ale sistemului depoziţional***: Aroldi, 2001, 2006; Contescu, 1967; Jipa, Mihăilescu, Panin, 1963; Mihăilescu, Panin, 1962; Patrulius, 1956; Săndulescu, 1984, 1988; Săndulescu, Bratu, 1984; Săndulescu, Micu, 1989; Szas, 1974.

## REFERINŢE BIBLIOGRAFICE


AROLDI, C. (2001). *The Pienides in Maramureş*, Cluj University Press ed., Cluj-Napoca.

AROLDI, C. (2006). *Controlul tectonic al sedimentării pentru secvenţele Eocene din Dacidele Mediane (Maramureşul de est)*. Analele Univ. Bucureşti, Sesiunea Geo–2006 (comunicare), Bucureşti.

CONTESCU, L.R. (1967). *Formations et faciés dans la zone du Flysch de Carpates Orientales Roumaines*. Geol. Rundschau. Bd. 56, H 1, 241–262.

JIPA, D., MIHĂILESCU, N., PANIN, N. (1963). *Direction de courants dans les depôts eocene-oligocene dans le silon paleogene du Maramureş*. Assoc.Geol.Carpato-Balcan. VI, Warszaw.

MIHĂILESCU, N., PANIN, N. (1962). *Direcţii de curent în depozitele eocen-oligocene din regiunea Telciu–Romuli*. Com. Acad. Rom., XII(12), 1357–1368.

PATRULIUS, D. (1956). *Contribuţii la studiul geologic al Maramureşului (Bazinul Ruscovei)*. D.D.S. I.G.G., XV, 68–84.

SĂNDULESCU, M. (1984). *Geotectonica României*, Ed. Tehnică, Bucureşti.

SĂNDULESCU, M., BRATU, E. (1984). *Nouvelles données pour la correlation des formations paleogenes des unites allochtonnes de la Zone du Flysch Transcarpathique*. D. S. Inst.Geol.Rom., LXVIII(4), 119–135.

SĂNDULESCU, M. (1988). *Cenozoic tectonic history of the Carpathians*. A.A.P.G. Mem., 45, 17–26.

SĂNDULESCU, M., MICU, M. (1989). *Oligocene paleogeography of the East Carpathians*. În *The Oligocene from the Transylvanian Basin* (ed. I. Petrescu). Cluj-Napoca.

SZAS, L. (1974). *Poziţia stratigrafică a gresiilor şi conglomeratelor de Prislop în estul bazinului Borşa (Maramureş) şi unele consideraţii asupra Neocretacicului din Maramureş şi Munţii Bârgăului*. D. S. Inst.Geol.Rom., LX(4).


BCU UNIVERSITARIA

## 5.7. „FACIESUL" BITUMINOS CU GRESIE DE KLIWA

*Localizarea*: Carpații Orientali
Moldavide
Flișul extern
Pânza de Tarcău
Pânza Cutelor Marginale

*Vârsta*: Paleogen
Oligocen–Miocen inferior

***Sistemul depozițional***: sistem marin de apă adâncă – turbiditic; sistem arenitic cu sursă liniară; bazinal (Anastasiu, 1994; Anastasiu *et al.*, 1994; 1999).

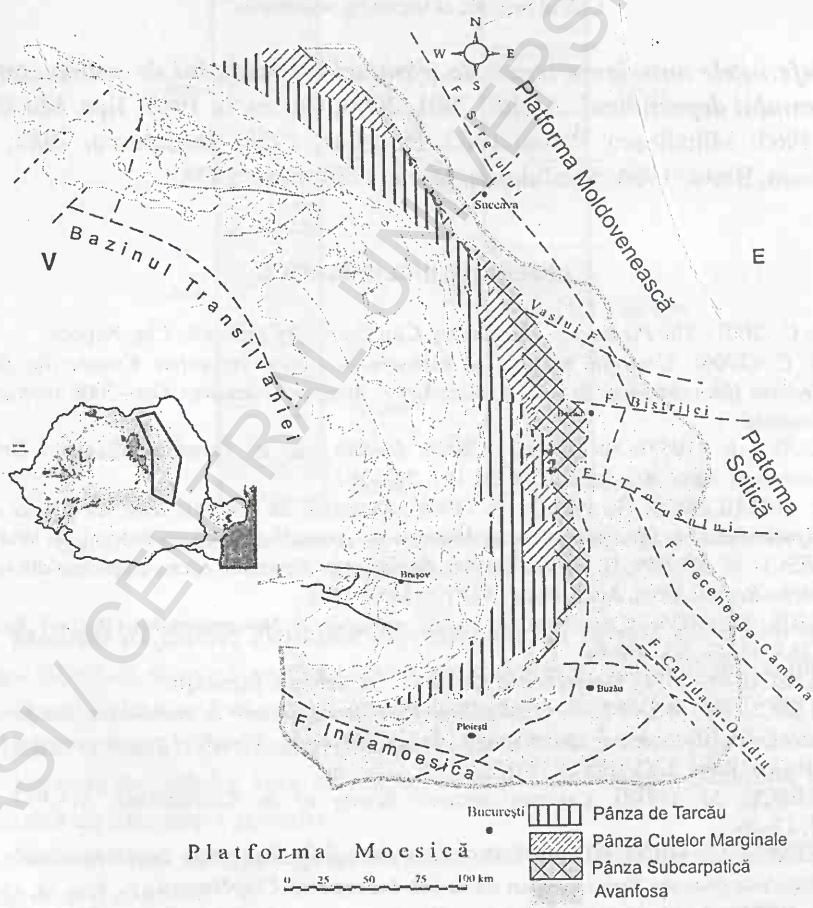



Fig. 3.32. Pânza de Tarcău și a Cutelor Marginale în Carpații Orientali, locul de aflorare a gresiei de Kliwa (după Bădescu, 2005, cu modificări).

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

***Obiectul studiului***: „Faciesul" bituminos cu gresie de Kliwa (*sensu* Ştefănescu şi Micu, 1987), de vârstă oligocen–miocen inferioară.

Are o grosime de 1 500 m şi este compus din:

– Membrul argilelor laminate – Oligocen;
– Marne bituminoase şi membrul menilitic – Oligocen;
– Membrul inferior al disodilelor – Oligocen;
– Membrul inferior al Gresiei de Kliwa – Oligocen;
– Stratele de Podul Morii – Miocen inferior;
– Membrul superior al Gresiei de Kliwa – Miocen inferior;
– Membrul superior al menilitelor – Miocen inferior;
– Membrul superior al disodilelor – Miocen inferior.

Zonele în care au fost înregistrate ridicări litologice sunt localizate în văile Calu, Iapa, Mangal, afluenţi ai Bistriţei, Valea Tazlăului Sărat, Valea Doftana şi Valea Bogata, din Bazinul Trotuşului, Valea Hârja, afluent al Văii Oituz–Caşin, şi la curbura Carpaţilor, în văile Bâsca Chiojdului, Buzău şi Teleajen (fig. 3.32).

***Autorii***: Anastasiu (1992, 1994); Anastasiu, Popa, Vârban (1995); Anastasiu, Popa, Vârban, Derer, Roban (1999).

***Scopul studiului***: reconsiderarea trăsăturilor sedimentologice şi stratigrafice pentru separarea faciesurilor siliciclastice, caracterizarea asociaţiilor de facies şi reconstituirea mediilor depoziţionale prin analiză secvenţială; realizarea unei baze de date capabilă să ofere un termen de referinţă pentru evaluarea rezervoarelor de hidrocarburi şi a resurselor nemetalifere.

***Tehnicile utilizate***:

– analiza secvenţială pe teren, cu ridicarea coloanelor litologice detaliate (1:100, 1:10) şi recoltarea de probe; măsurarea parametrilor vectoriali: elemente planare (plane S – stratificaţii, laminaţii, diaclaze) şi elemente liniare (orientarea galeţilor, striuri, mecanoglife);

– studiul macroscopic şi microscopic în secţiuni subţiri pentru a stabili: parametrii texturali (dimensiunea particulelor componente şi calculul parametrilor granulometrici – C, Md şi sortarea So, ca o expresie a abaterii standard; forma clastelor şi conturul lor); structofaciesul organizat sau neorganizat; petrofaciesul determinat prin analiză modală şi raportat la sistemele clasice.

***Faciesurile descriptive***: separate pe criterii granulometrice şi structurale; semnificaţiile lor procesuale şi depoziţionale sunt sintetizate în tabelul 3.10.

BCU IAŞI – CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

*Tabelul 3.10*

Faciesurile depoziționale ale Membrilor oligoceni

| Facies Criteriul granulometric | Cod | Descriere | Interpretare – procese și ambianțe |
|---|---|---|---|
| Ruditic – grosier (pietrișos) | Gm-m | Conglomerate cu structofacies neorganizat-masiv, *matrix supported*, slab sortate, cu matrice nisipoasă; galeți moi aplatizați, rari; baza netă și plană | *Debris flow* cu reologie plastică și curgere laminară; consolidare prin înghețarea curgerii<br>Facies de canal |
| | Gm-c | Conglomerate cu structofacies neorganizat-masiv, *clast-supported*, sortare moderată; limita inferioară neregulată, erozională, iar cea superioară gradată | Curgere hiperconcentrată, reologie fluidală, turbulență ridicată și capacitate erozivă mare<br>Sedimentare fracționată<br>Facies de canal |
| | Gn-g | Conglomerate granoclasate normal, cu sortare slabă și bază erozională | Procese de fluidizare cu turbulență ridicată și densitate mare (curenți de turbiditate); putere erozivă mare<br>Sedimentare progresivă prin scăderea treptată a competenței<br>Facies de lob proximal |
| | Dys-G | Paraconglomerate slab sortate cu blocuri de gresii și disodile<br>Stratificații convolute, unități de *slump* | Mecanisme de alunecare în masă cu eroziuni subiacente puternice; posibil un facies seismic, individualizat în suită ca un orizont reper, corelabil |
| Arenitic (nisipos–grezos) | Sm | Gresii fine spre mediu granular, cu structuri neorganizate (masive); sortare bună<br>Ocazional *dish structure*, de eliminare a apei<br>Baza neregulată cu structuri de suprasarcină (*load cast*) sau *flute cast* | Curgeri gravitaționale de tip *grain flow*, concentrate și consolidare prin „înghețare" la limita dintre curgerea plastică și fluidală |
| | Sh | Gresii fine spre mediu granular, bine sortate, cu structuri paralele (orizontale); unele limite pot fi erozionale | Curenți tractivi în regim superior de curgere; reprelucrări repetate ale sedimentelor transportate<br>Facies de lob superior |
| | Sr | Gresii fine cu ondulații de curent în top<br>Ondulațiile sunt asimetrice | Curenți tractivi<br>Facies de lob median sau distal |
| | St | Gresii mediu granular, moderat sortate, cu stratificație oblică concoidă; coseturi de 10 – 15 cm | Curenți tractivi<br>Facies de lob median sau distal |
| | St(m) | Gresii mediu granular, moderat sortate, cu stratificație oblică la scară mai mare; coseturi concoide cu o lungime de 50 cm alternează cu lamine arenitice neorganizate | Curenți tractivi și valuri de nisip<br>Facies de lob median și distal |

BCU IAȘI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

*Tabelul 3.10 (continuare)*

| | | | |
|---|---|---|---|
| | Sp | Gresii mediu granular, moderat sortate, cu stratificaţie oblică tabulară; baza netă, plană, iar topul neregulat<br>Corpurile au aspect prismatic | Curenţi tractivi asociaţi cu *ripple current* şi migrări frecvente<br>Facies de lob median sau distal |
| | Sx | Gresii mediu granular, moderat sortate, cu stratificaţie oblică tabulară şi concoidă | Curenţi tractivi asociaţi cu migrări frecvente<br>Facies de lob median sau distal |
| | Sn-g | Gresii mediu spre grosier granular, moderat sortate, cu stratificaţie gradată; baza netă cu aspect neregulat erozional | Curenţi de turbiditate cu densitate mică; pierderea progresivă a competenţei<br>Facies de lob distal |
| | Scv | Gresii fine spre mediu granular, moderat sortate, cu structuri convolute | Efecte de deformare postdepoziţională |
| | Ssl | Gresii fine cu structuri convolute, delimitate de lamine lutitice | Efecte de deformare postdepoziţională pe pante cu înclinări mici |
| Mâlos–utitic | Dys | Argilite negre (disodile) bituminoase, cu laminaţie paralelă; mulaje şi urme de vertebrate (peşti); cruste de gips | Energie de bazin scăzută, acreţie verticală, depuneri din suspensii în medii bazinale, anoxice |
| | Ml | Argilite cenuşii cu glauconit, cu laminaţie paralelă | Energie de bazin scăzută, acreţie verticală, depuneri din suspensii în medii bazinale, anoxice |
| Hetero-litic | SDys | Cupluri argilit–gresie fină, bogate în substanţă organică şi, respectiv, cu microondulaţii | Tendinţă de creştere a energiei de bazin şi a competenţei cu evoluţie de la sedimentarea suspensiilor la depuneri din curenţi tractivi |
| Lutitic–mâlos | Ml | Argile şi marne brun-roşcate cu laminaţie paralelă, ritmică şi discontinuă | Energie de bazin scăzută, acreţie verticală, depuneri din suspensii în medii bazinale, anoxice, deasupra CCD-lui |
| Silicolitic | Ch-b | Silicolite accidentale, discontinue, microstratificate (2–4 cm); descrise în literatură ca *menilite* | Energie de bazin scăzută, acreţie verticală, depuneri din suspensii în medii bazinale, anoxice, adânci, în prezenţa unei producţii de material silicios, organogen |
| | Ch-sl | Silicolite accidentale, discontinue, cu structuri convolute, contorsionate | Deformări postdepoziţionale pe o pantă |

Principalele faciesuri întâlnite au fost definite în acord cu sistemele de referinţă *sensu* Ghibaudo (1992).

**Faciesurile ruditice G şi grosier arenitice GS**, cu subfaciesurile **m-m (masiv matrix supported)** şi **g (granoclasat)** au fost recunoscute atât în bazinul Văii Bistriţei (staţiile V. Calu şi V. Mangal), cât şi în zona de curbură (V. Buzăului), formând unităţi stratale cu grosimi de peste 3 m; baza unităţilor este de multe ori erozională şi netă, iar topul plan paralel; variaţiile laterale de facies spre formaţiunile arenitice sunt gradate.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Petrotipurile sunt ale conglomeratelor oligomictice cu tendințe de granoclasare normală și sortare slabă (impusă de dispersia galeților moi în bază și în masa unităților menilitice); granoclasările inverse sunt rare.

**Faciesurile arenitice S** (fig. 3.33) – nisipoase cu subfaciesurile **g (granoclasat)**, **gl (granoclasat laminat)** au fost recunoscute din V. Bistriței până în V. Buzăului. Grosimea unităților arenitice variază între 0,3–12 m, iar extinderea lor laterală este mare (sute de km). Limitele lor inferioare sunt erozionale neregulate și nete, mai rar plane, de multe ori însoțite de mecanoglife.

Topul este plan, plat, uneori ondulat. Structurile interne sunt neregulate, gradate, cu granoclasări normale și inverse și oblic tabulare sau concave (încrucișate) (fig. 3.33).

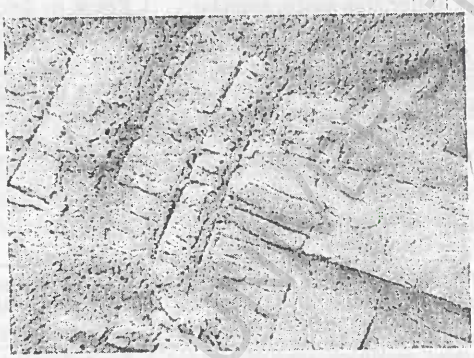


Fig. 3.33. Faciesul S – Valea Buzăului – Pătârlagele.

**Faciesurile SM** (fig. 3.34) constituie cupluri de unități arenitice (S) fine și unități siltice sau lutitice, bogat argiloase (M), în care se recunosc subfaciesuri de tipul **g (granoclasat)**, **l (lamimat)**, **gl (gradat laminat)** și **x (oblic laminat sau concoid)**; raportul **S/M** (mâl–siltolutit) este >1. Cuplurile în care raportul S/M este mai mic de 1 formează faciesuri **MS** care se regăsesc în asociație cu primele. Aceste faciesuri sunt frecvent răspândite între V. Calu și V. Buzăului în ambele unități litostratigrafice: Pânza de Tarcău, respectiv, Pânza Cutelor Marginale.

Grosimea cuplurilor variază între 2–50 cm, iar baza unităților de facies (SM) este netă, erozională, neregulată sau plană și însoțită de mecanoglife. Topul cuplurilor este planar. Geometria este tabulară, corpurile având extinderi laterale de ordinul sutelor de metri.

**Faciesurile GM** au fost recunoscute în stațiile din văile Tazlăului Sărat, Hârja, Buzăului și Teleajenului.

Unitățile GM constau din fragmente angulare și subangulare, prinse într-o matrice argiloasă sau nisipoasă care poate ajunge până la 65% din masa rocii. Grosimea lor variază de la zeci de centimetri la metri, iar structura lor internă nu este organizată (m). Unitățile M–G au matrice sub 50% și sunt de tip *clast supported* cu grosimea de 0,5–2 m. Corpurile pe care le definesc sunt neregulate și, adesea delimitate spațial, se termină brusc în acele faciesuri.

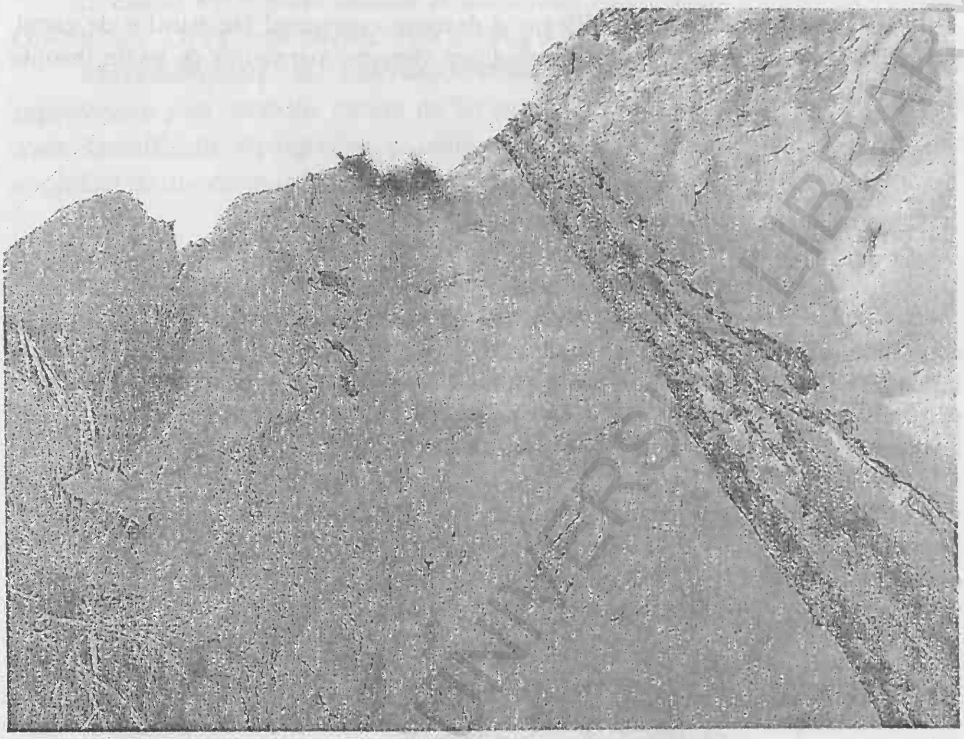


Fig. 3.34. Faciesul SM, Valea Buzăului.

*Interpretări procesuale*

Principalele procese de transport care au controlat acumularea acestor unități depoziționale și care au condus la individualizarea faciesurilor în forma descrisă sunt:

– curgerea gravitațională și înghețarea curgerilor coezive în cazurile GS, MG și GM;

– curenți de turbiditate prin componenta lor tractivă urmate de depunerea suspensiilor, în cazul faciesurilor S, SM, MS.

Concentrarea mare a sedimentelor în timpul curgerilor a îmbrăcat caracterul unei curgeri în masă și a condus la rate mari de sedimentare (faciesurile GS, S).

Diferențierea curgerilor și generarea unor curenți de fund cu caracter turbulent poate explica astfel diversitatea structurilor ce caracterizează faciesurile arenitice (S).

Curgerile cu densitate mică au determinat rate mici de sedimentare (faciesurile SM–MS), în care transportul prin curenți tractivi și depunerea suspensiilor au fost mecanismele care au controlat sedimentarea și care explică structurile specifice ale acestor faciesuri.

***Asociațiile de faciesuri și arhitecturile specifice***: asociațiile de faciesuri pot fi grupate, la diferite scări, sub forma unor microsecvențe, mezosecvențe și macrosecvențe. Unitățile depoziționale care le compun sunt clasificate în termenii sistemelor de referință stabiliți de Ghibaudo (1992) și Mutti (1992).

BCU "LUCIAN BLAGA" CLUJ-NAPOCA UNIVERSITY LIBRARY

Tipurile de secvențe identificate și descrise corespund faciesurilor de canal, lob și interlob și definesc sisteme turbiditice aferente marginilor de bazin însoțite de rupturi de pantă (*apron*).

Au fost separate:

– secvențe la scară mică:
  – criptosecvențe: grosimi mm–cm;
  – microsecvențe: grosimi până la 1,5 m;
– secvențe la scară medie și mare: grosimi de zeci și sute de m:
  – mezosecvențe și macrosecvențe.

**Criptosecvențele**: sunt comune în litofaciesurile fine (MAB și Dinf) și constituie asociații ale faciesurilor fine Ml/Sm, cu grosimi mici (0,2 – 10 cm). Ele reprezintă cupluri primare de nisip–mâl, în care se recunosc laminații oblice și, respectiv, laminații paralele și conținut ridicat de materie organică. Topul termenului lutitic este bioturbat. Cuplurile în care apare și criptofaciesul Sdys se regăsesc și în FGK.

**Microsecvențele**: asociațiile faciesurilor Sm–Sh–Dys–Sdys și Gng–Sm–Dys ating grosimi de 10 – 200 cm și dezvoltă o tendință FUS și TnUp. Ele intră în constituția litofaciesului FGK și reflectă, din bază spre top, tranziții de la curgeri în masă (*grain flow*) la curenți tractivi.

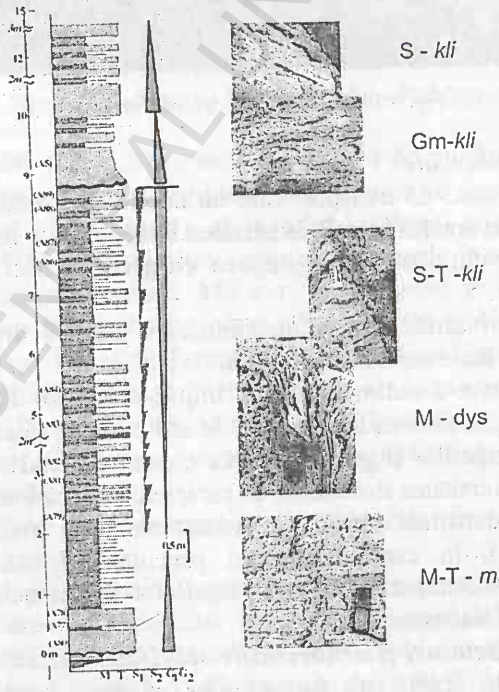
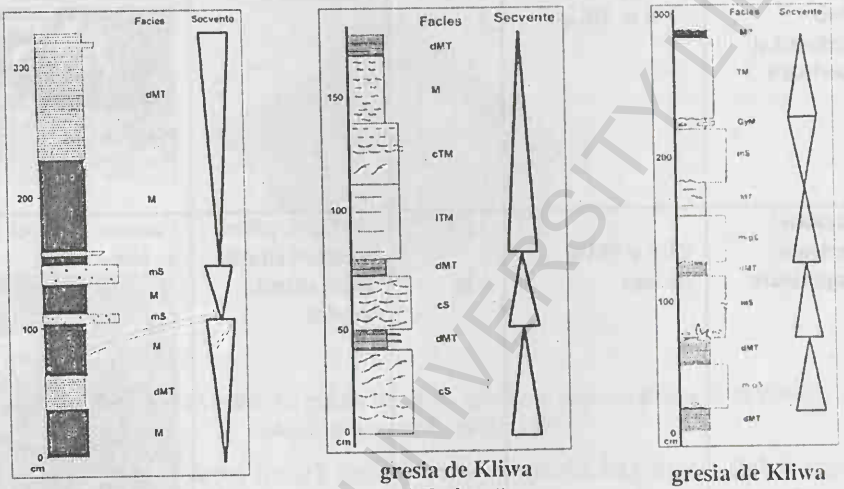



Fig. 3.35. Mezo- și microsecvențe în zona Moinești (*kli*–Kliwa; dys–disodile; *mab*–marne albe bituminoase sau marne bituminoase în acest studiu).

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

În cadrul Membrului inferior al disodilelor se regăseşte intercalată asociaţia Gn–Sh–Scv–Dys şi indică o secvenţă Bouma incompletă.

**Mezosecvenţele şi macrosecvenţele** (fig. 3.35; 3.36; tabelul 3.11): reprezentate prin asociaţii groase de faciesuri (cripto- şi microsecvenţe) care pot avea semnificaţii stratigrafice şi ambientale majore şi care sunt delimitate de suprafeţe de discontinuitate de ordin superior.




**sisturile disodilice inferioare** | **gresia de Kliwa inferioară** | **gresia de Kliwa superioară**

Fig. 3.36. Asociaţii de facies în mezosecvenţele şi macrosecvenţele specifice „disodilelor inferioare" şi „Gresiei de Kliwa", Carpaţii Orientali, sectorul central.

*Membrul inferior al disodilelor* atinge grosimi de 70 m şi cuprinde trei mezosecvenţe:

– argilitică, monotonă (45 m grosime), bogată în substanţă organică şi dominată de laminaţii paralele;

– haotică, argilitică (5 m), dar incluzând blocuri de gresii, marne şi menilite; masa argiloasă are structuri convolute şi sugerează evenimente deformaţionale, post-depoziţionale (*slump*-uri);

– argilo–silicolitică (20 m), bogată în substanţe organice şi asociaţii menilitice (1 m).

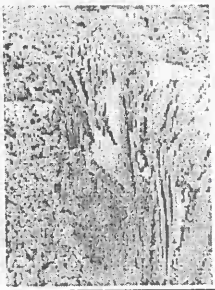
Conţinuturile de „nisip" cresc spre partea superioară şi imprimă asociaţiei un caracter US/ThUp.

*Membrii inferior şi superior ai gresiei de Kliwa* cuprind mezosecvenţe FUS/TnUp şi CUS/ThUp delimitate de suprafeţe erozionale şi dezvoltate în faciesuri de canale şi lobi.

BCU IAŞI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

*Tabelul 3.11*

Arhitecturi specifice. Formațiuni de Kliwa

| Formațiunea (Micro-secvența) | Tendințe | Gro-sime | Arhitecturi specifice Ambianțe depoziționale | Potențial energetic |
|---|---|---|---|---|
| Gresia de Kliwa inferioară și superioară | FUS șiTnUp<br>CUS și ThUp | 4 – 8 m<br>2 – 8 m | Canale, lobi | Excelent rezervor |
| Disodilele inferioare și superioare | CUS și ThUp (în top) | 6 m | Cuverturi, pânze, geometrii stratale Medii adânci, anoxice | Faciesuri cu roci sursă de hidrocarburi  |

În PCM, membrul inferior al gresiei de Kliwa s-a format în domenii care au migrat de la lob depozițional la margine de lob și bazinal, concomitent cu oscilații ale nivelului de bază de la *lowstand* (S și TM) spre *highstand* (M și MT); Membrul superior al gresiei de Kliwa s-a format în domenii ce au migrat de la lob depozițional la margine de lob și panta conului, simultan cu oscilații ale nivelului de bază de la *highstand* (MT și M) spre *lowstand* (S, TM și GyM).

Membrul superior al disodilelor este incomplet deschis și cuprinde faciesuri identice cu FmDyInf.

***Modelul de facies; evoluții depoziționale***: evoluția unui asemenea sistem și în consecință configurația pe care a căpătat-o astăzi formațiunea de Kliwa și formațiunile conexe (disodilele inferioare și Stratele de Goru–Misina) ale corpurilor sedimentare cu caracter de rezervor pe care le înglobează a fost controlată de mai mulți factori:

– aportul de sediment din bazin, legat de natura și tipul sursei, de rata de sedimentare și dinamica proceselor depoziționale;

– tectonica bazinului și în special subsidența;

BCU IASI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

– oscilația de nivel în bazin (ciclicitate eustatică, modificări induse tectonic sau climatic).

Modelul sugerat de relațiile dintre secvențele identificate și factorii care le-au putut genera înglobează existența a două tipuri de sisteme turbiditice conform noului sistem de descifrare propus de Reading și Richards (1994):

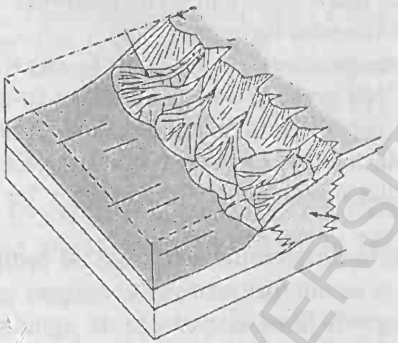


Fig. 3.37. Model de facies 3D pentru Membrul inferior și superior al gresiei de Kliwa (după Reading și Richards, 1994).

– un sistem cu sursa liniară într-un bazin cu profil fragmentat (taluz scurt cu panta mare – tip *apron*):

– alimentat cu nisip și mâl (*sand–mud rich system*) (fig. 3.37);

– alimentat cu nisip (*sand rich slope apron*).

Corpurile componente reprezintă conuri turbiditice de dimensiuni relativ mici de sute de metri și kilometri cu poziție distală față de sursa ce a fost o câmpie costală largă. Morfologia fundului a stimulat procesele de pantă (curgeri în masă, alunecări) și a căpătat prin faliere forme depresionare constituite în „capcane" pentru curenții de turbiditate. Procesele de sedimentare au fost realizate în momentele de coborâre a nivelului mării, ceea ce explică frecvența mare a secvențelor de tip CUS.

S-a aplicat metoda stratigrafiei secvențiale, corelată cu principiile stratigrafiei secvențiale pentru a reconsidera cadrul depozițional al formațiunilor oligocene din Unitatea de Tarcău și Unitatea Cutelor Marginale.

Astfel, megasecvența oligocenă include secvențe de tip *thicker-up* și *coarsening-up* cu structuri-diagnostic pentru faciesuri bazinale realizate în momente de *highstand* (menilitele inferioare, disodilele inferioare, Stratele de Podu Morii, menilitele și disodilele superioare) și faciesuri turbiditice bazinale și de pantă, în momente de *lowstand* (Gresia de Kliwa inferioară, Gresia de Kliwa superioară).

Asociațiile de facies din cadrul secvențelor pot fi privite ca parasecvențe progradaționale în care se pot recunoaște evenimente ciclice exprimate prin alternanța faciesurilor proximale de tip *debris flow* cu faciesuri distale dominate de pelagite bogate în compu și organici.

BCU "IOAN N. UNIVERSITY LIBRARY

Încercarea de identificare şi extrapolare a discontinuităţilor care delimitează parasecvenţele şi secvenţele depoziţionale a stabilit câteva tipuri de suprafeţe şi anume:

– MFS – o suprafaţă de inundare maximă;

– TFS – o suprafaţă a conurilor de taluz;

– SB1 şi SB2 – limite de secvenţe depoziţionale.

Variaţiile genetice separate au caracterul unor depozite de tip:

– LST (cortegiu sedimentar de mare joasă) şi îmbracă aspect de corpuri groase de 200 – 600 m cu foarte bune calităţi de rezervor;

– HST (cortegiu sedimentar de mare înaltă);

– TST (cortegii transgresive) la limita şi în interiorul cărora s-au format corpuri tabulare extinse (cu grosimi de 80 – 200 m) în care s-au creat condiţiile formării unor roci-sursă (menilitele şi disodilele) la nivel de orizonturi condensate.

Modul în care se succed parasecvenţele şi secvenţele depoziţionale şi scara la care ele pot fi recunoscute reprezintă o considerare a lor şi în termenii ciclurilor depoziţionale.

Astfel, se poate vorbi de evenimente ciclice de ordinul IV şi V în care s-au acumulat mezosecvenţe şi au alternat procese de curgere gravitaţională în faciesuri proximale (*debris flow*, *grain flow*) cu procese de agradare pelagică reflectate în faciesurile distale, controlate de variaţiile periodice ale potenţialului redox.

***Referinţele anterioare legate de trăsături ale sistemului depoziţional***: Alexandrescu, 1968; Anastasiu, 1986, 1992, 1995, 1999; Anastasiu, Popa, Vârban, 1994, 1995; Atanasiu, 1943; Bădescu, 2005; Băncilă, 1958; Cantuniari, 1941; Filipescu, 1933, 1936; Ionesi, 1987; Maţenco, 1997; Murgeanu, 1937; Oncescu, 1944; Pandele, 2001; Săndulescu, Micu, 1989; Stănescu, 1986.

## REFERINŢE BIBLIOGRAFICE

ALEXANDRESCU, G. (1968). *Contribuţii la cunoaşterea flişului intern şi extern din valea Bistriţei (Carpaţii Orientali)*. D.D.S., Com. Geol. Rom., LIII/2 [IIII/3 (1965–1966)], 135–151.

ANASTASIU, N. (1986). *Conceptul de petrologie comparată şi reconstituire de arii sursă în formaţiunile de fliş*. St. cercet. geol. geofiz. geogr., Seria geol. 31, 89–100.

ANASTASIU, N. (1992). *Tectofaciesurile rocilor siliciclastice din flişul Carpaţilor Orientali*. St. cercet. geol. geofiz. geogr., Seria geol., 37, 59–77.

ANASTASIU, N., POPA, M., VĂRBAN, B. (1994). *Oligocene turbiditic sequences of the East Carpathians (Romania): facies analysis, arhitecture and cyclic events*. St. cercet. geol., geofiz., geogr., Seria geol., 39, 35–43.

ANASTASIU, N., POPA, M., VĂRBAN, B. (1995). *Facies analysis on Oligocene Formations from Outer Flysch Zone (the East Carpathians); a reconsideration*. Assoc. Geol. Carpato-Balcan., Congr. XV, 4, 317–323.

ATANASIU, I. (1943). *Les facies du Flysch marginal dans la partie moyenne des Carpathes Moldave*.

BĂDESCU, D. (2005). *Evoluţia tectono-stratigrafică a Carpaţilor Orientali în decursul Mezozoicului şi Neozoicului*, Ed. Economică, Bucureşti.

BĂNCILĂ, I. (1958). *Geologia Carpaţilor Orientali*, Ed. Ştiinţifică, Bucureşti.

CANTUNIARI, S. (1941). *Sur le sable blanc oligocene de Vălenii de Munte (Dep.de Prahova)*. C. R. de Seance I.G.R., 1937–1938, 86–88.

BCU MOLDOVA GENERAL UNIVERSITY LIBRARY

FILIPESCU, M. G. (1933). *Note sur la presence de roches siliceuses d'origine organique dans les Couches de Podu Morii, a Vălenii-de-Munte, distr. de Prahova*. C.R. de Seance I.G.R., 1931–1930, 101–105.
FILIPESCU, M. G. (1936). *Recherches géologiques entre la vallée du Teleajen et la vallée de la Doftana (Dep. de Prahova)*. An. I.G.G., XVII, 545–648.
IONESI, L., GRASU, C. (1987). *Precizări litostratigrafice la limita Eocen–Oligocen în litofaciesul de Tarcău–Fusariu*. St. cercet. geol., geofiz., geogr., Seria geol., 32.
MURGEANU, G. (1937). *Sur une cordilliere antésenonienne dans le géosinclinal du flysch carpathique*. C. R. de Seance I.G.R., XXI.
ONCESCU, M.N. (1944). *Le Flysch paleogene entre Bâsca Chiojdului et Bâsca Mică (Dep. de Buzău)*. C. R. de Seance I.G.R. (1939–1940), 3–14.
PANDELE, N.S.V. (2001). *Oil fields in the External Carpathian Flysch*. PETROM, București.
SĂNDULESCU, M., MICU, M. (1989). *Oligocene paleogeography of the East Carpathians*. În *The Oligocene from the Transylvanian Basin* (ed. I. Petrescu), Cluj-Napoca.

## 5.8. CONGLOMERATELE DE BREBU/ FORMAȚIUNEA DE DOFTANA / FORMAȚIUNEA CENUȘIE

*Localizarea*: Carpații Orientali (zona de curbură) Forelandul Carpaților Orientali
*Vârsta*: Burdigalian–Badenian

***Sistemul depozițional***: fan-deltă, marin de apă puțin adâncă (litoral, șelf) (Popa, 2000).

***Obiectul studiului***: secvențele siliciclastice ale Miocenului inf. – med. (Burdigalian – Badenian), deschise pe văile din zona de curbură a Carpaților Orientali (V. Prahovei, V. Teleajenului, V. Râmnicului Sărat).

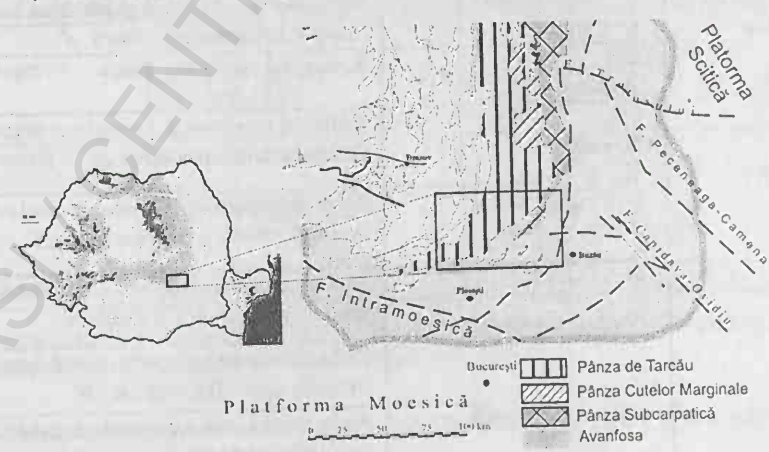



Fig. 3.38. Localizarea perimetrului studiat.

BCU IAȘI CENTRU UNIVERSITAR LIBRARY

*Autorul*: Popa M., 2000.

***Scopul studiului***: evaluarea criteriilor utilizate în reconstituirile paleoambiantelor sedimentare miocene din Carpații Orientali (zona de Curbură) (fig. 3.38); identificarea faciesurilor siliciclastice, caracterizarea și ierarhizarea asociațiilor de facies, reflectarea lor în elemente arhitecturale și reconstituirea mediilor depoziționale prin analiză secvențială; reconstituirea ariilor-sursă și a tectofaciesurilor asociate; elaborarea unui model de evoluție sistemică.

***Tehnicile utilizate***: analiza secvențială și arhitecturală (3–D); analiza microstructurilor și examenul petrografic; stratigrafie secvențială.

***Faciesurile descriptive***: separarea faciesurilor s-a efectuat după mai multe criterii: *granulometric* (cu caracterizarea subtipurilor granulometrice (*sensu* Popa, Anastasiu, 1997) și *structural* (structuri mecanice interne). Au fost descrise 18 faciesuri siliciclastice, fiecare tip fiind investigat în detaliu după un algoritm riguros: grosimi; eterogenități texturale; structuri interne (definitorii și asociate); calitatea limitelor (bază – top); faciesuri asociate supraiacent (tabelul 3.12).

*Tabelul 3.12*

Faciesuri și caracteristici descriptive

| (Sub)tipuri granulometrice | | Cod | | Caracteristici descriptive |
|---|---|---|---|---|
| RUDITICE | Sy G My M Gy S | Gmm | | Rudit *matrix- supported*, masiv; imbricat „a" (*fabric planar*) |
| | | Gmg | Gmn | Rudit *matrix-supported*, granoclasat normal (fracționat); imbricație difuză „b" |
| | | | Gmi | Rudit *matrix-supported*, granoclasat invers (fracționat); imbricație difuză „a" |
| | | Gcm | | Rudit *clast-supported*, masiv |
| | | Gcg | Gcn | Rudit *clast-supported*, granoclasat normal (fracționat); imbricat difuz „b" |
| | | | Gci | Rudit *clast/matrix-supported*, granoclasat invers (fracționat); imbricat difuz „b" |
| | | Gh | | Rudit *clast/matrix-supported*, stratificat paralel; imbricat „b"; granoclasat; |
| | | Gx | Gt | Rudit *clast/matrix-supported*, stratificat oblic–concoid; *ripple* 3D; imbricat „b" |
| | | | Gp/Gl | Rudit *clast/matrix-supported*, oblic-tabular (>/< $15^0$); *ripple* 2D; imbricat „b" |

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

*Tabelul 3.12 (continuare)*

| | | | | |
|---|---|---|---|---|
| ARENITICE | Gy S My | Sh/g | | Arenit stratificat/laminat paralel; *wavy*; granoclasat normal |
| | | Sr | St | Arenit stratificat/ laminat oblic–concoid; *ripple* 3D |
| | | | Sp/Sl | Arenit stratificat sau laminat oblic-tabular (>/< $15^0$); *ripple* 2D |
| | | Shy | | Arenit stratificat/laminat *hummocky*, *ripple* 3D; granoclasat normal |
| | | Sm | | Arenit masiv |
| HETERO | (My)SM | SFfl | | Arenit – lutit stratificat/laminat *flaser*; uneori tendinte *wavy* |
| | | (S)Fle | | Arenit/silt – lutit, laminat lenticular (*ripple* 2D) |
| FINE | (Sy)M | Fm | | Silt/lutit, masiv |
| | | Fl | | Silt/lutit, laminat paralel |

***Asociațiile de faciesuri și arhitecturile 3-D specifice*** (***elementele arhitecturale***): faciesurile separate se asociază în secvențe de diverse tipuri/ordine, (tabelul 3.13).

*Tabelul 3.13*

Ierarhia secvențelor

| Ierarhii | Tip | Grosimi | Ordin(*) |
|---|---|---|---|
| superior | megasecvențe | sute de m | 8 – 10 |
| | macrosecvențe | 50 – sute de m | |
| mediu | mezosecvențe–ord.sup. | 5 – 60 m | 5 – 8 |
| | mezosecvențe–ord.inf. | 1 – 8 m | |
| inferior | microsecvențe | < 1 m | 2 – 5 |

*) Echivalențele sunt după Miall (1996) (arhitecturi aluviale), cu modificări; Dott și Bourgeois (1982); Allen (1980) (arhitecturi clastice, litorale și de șelf).

*Mezosecvențele de ordin inferior* corespund următoarelor tipuri arhitecturale (fig. 3.39; 3.40; 3.41; 3.42):

– pânze/ lobi de curgere gravitațională (**SG** – *sediment gravity flows*);

BCU IAȘI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

– umpluturi în canal (**CH** – *channels*);
– forme de fund ruditice (**GB** – *gravelly bedforms/bars*);
– pânze laminate (**LS** – *laminated sheets*) +/- lobate;
– levee (**LV**)/bare arenitice (**SB** – *sandy bars*);
– corpuri **HCS** (*hummocky cross – stratified bodies*).

*Mezosecvențele de ordin superior* sunt prezentate în tabelul 3.14.

Fig. 3.39. Succesiune CH–LV în partea superioară a unei secvențe progradaționale de lob fan-deltaic (Valea Teleajenului) (foto Popa, 1998).

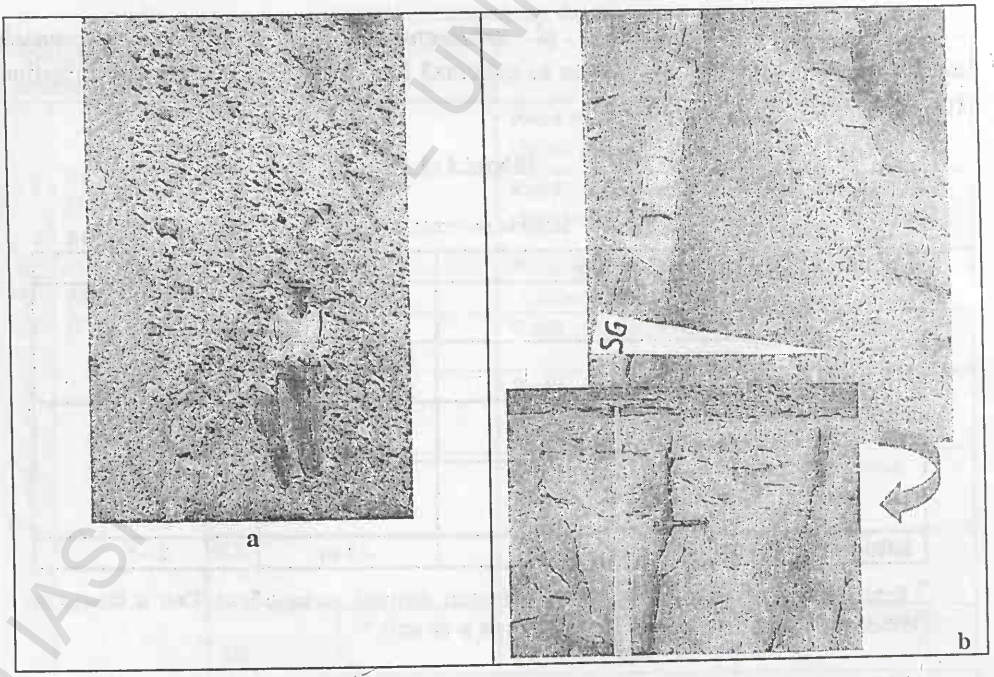



Fig. 3.40. Mezosecvențe SG (a) (stânga) top SG în ambianțe proximale, subaeriene; de remarcat fabricul planar (Brebu/V. Doftanei); (b) (dreapta) element SG: în ambianțe subacvatice de (fan)-delta front, acumulat în principal prin curenți turbiditici (v.detaliu jos – secvența Bouma) (Jitia, V. Râmnicul Sărat) (foto Popa, 1999).

BCU IASI – UNIVERSITY LIBRARY

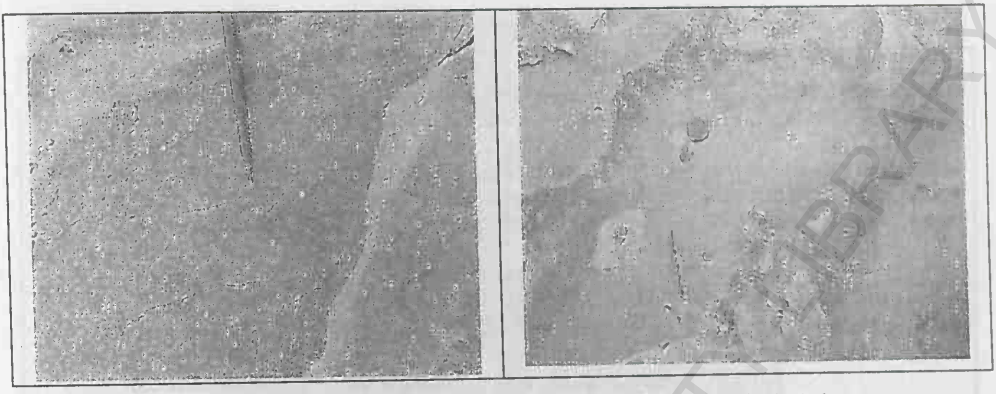


Fig. 3.41. Suprafeţe-diagnostic: crăpături de uscare şi picături de ploaie (stânga), urme de paşi (dreapta) (V. Teleajenului) (foto Popa, 2000).

*Tabelul 3.14*

Mezosecvenţe de ordin superior şi tipuri arhitecturale asociate în succesiunile miocene studiate

| TIP | DESCRIERE/ Caracteristici diagnostic | INTERPRETĂRI |
|---|---|---|
| **1. CORPURI ÎN SECTOARE PROXIMALE DE FAN-DELTĂ, EXPUSE SUBAERIAN**<br>**a. lobi/ pânze de curgere gravitaţională, necanalizaţi/e (*flow sheets/ lobes*)** | – tip CUS/ TkU<br>– alcătuite din SG, LS, CH, GB<br>– lobi/ pânze neregulate; bază plană, top convex<br>– interstratificat cu 1b<br>– structuri deformaţionale bine dezvoltate (amplitudine m); suprafeţe de expunere subaeriană, în top, şi interne | – arhitecturi progradaţionale, corespunzătoare stadiului de expansiune a curgerii (*flow-expansion*) (DeCelles *et al.*, 1991), dezvoltate prin progradări şi avulsii succesive în areale cu gradient ridicat; raport mare aport de sedimente/spaţiu disponibil |
| **b. cuverturi/pânze aluviale canalizate (*alluvial braidplain sheets*)** | – CUS/ TkU; FUS/ ThU; simetrice<br>– dominant din elemente CH, GB; SG<br>– pânze (canalizate); limite plane/ neregulate<br>– interstratificat cu 1 a<br>– structuri deformaţionale bine dezvoltate; top expus subaerian, uneori reprelucrat (acvatic; eolian?); suprafeţe interne deformaţionale/erozionale/de expunere subaeriană | – corespund stadiului de dispersie (*dispersion*) (DeCelles *et al.*, 1991) în areale proximale sau medio-distale, rezultând prin agradare în condiţii de gradient moderat–ridicat; raport mare între aportul de sedimente/spaţiul disponibil |
| **2. CUVERTURI/PÂNZE ÎN AMBIANŢE DISTALE DE FAN-DELTĂ PLAIN** | – CUS/ TkU<br>– LS (în bază); CH, GB, LV/ SB, subordonat SG (top)<br>– interstratificat cu 1b; 3a; 3b<br>– evidenţe ale expunerilor intermitente, subaerian-subacvatic; top deseori bioturbat; suprafeţe interne cu bioturbaţii/deformaţionale/de expunere subaeriană | – corespund stadiului de dispersie (*dispersion*) (DeCelles *et al.*, 1991) în areale distale, inundate intermitent, de gradient relativ mic; raport relativ mare între aportul de sedimente/spaţiul disponibil |

BCU CLUJ / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

*Tabelul 3.14 (continuare)*

| | | |
|---|---|---|
| **3. CORPURI ÎN AREALE DE (FAN)-DELTĂ FRONT/ PRODELTĂ:**<br>**a. lobi/ bare de debuşare** (*(fan)- delta front lobes/ bars*) | – CUS/ TkU<br>– LS, SB (în baza secvenţei); LS, SB (partea mediană); LS, CH, LV, GB (top)<br>– interstratificat cu 2, 3b, 3c, 4<br>– top cu aspect convex, cu bioturbaţii; evidenţe ale reprelucrărilor subsecvente, subacvatice (curenţi); suprafeţe interne erozionale/deformaţionale/bioturbate | – etape de progradare de lob, echivalente stadiului de incizare (*entren-chment*) (DeCelles *et al.*, 1991) în ambianţe subacvatice de front con-deltaic; raportul dintre aportul de sedimente/spaţiul disponibil mare |
| **b. bare litorale** (*(fan)-delta front nearshore bars*) | – CUS/ TkU; FUS/ ThU<br>– în componenţă: LS; CH; SB<br>– interstratificate cu 3a, 2, 4, 5<br>– top cu aspect convex, cu bioturbaţii; suprafeţe interne erozionale/bioturbate | – materializează stadii distructive în evoluţia corpurilor de front deltaic (prin intermediul curenţilor, în sectoare inactive) |
| **c. lobi de curgere gravitaţională** (*(fan)-delta subaequous, gravity flow, lobes*) | – CUS/ TkU<br>– LS, SB (baza); SG (top)<br>– interstratificate cu 3a, 4, 5<br>– top cu aspect convex, cu bioturbaţii; suprafeţe interne deformaţionale/erozionale/bioturbate | – corespund stadiilor distructive în evoluţia corpurilor de front deltaic (în principal prin intermediul curgerilor gravitaţionale) |
| **4. CORPURI ÎN AREALE INTERDISTRIBUTIVE ŞI/SAU MARGINALE** (*interdistributary bay-fills/ (fan)-delta fringe*) | – CUS/ TkU<br>– în componenţă: LS, SB, SG<br>– interstratificate cu 3a, 3c, 5<br>– bază netă/plană, top bioturbat; evidenţe ale reprelucrărilor subacvatice (curenţi slabi); suprafeţe interne cu bioturbaţii | – corpuri depuse prin agradare în areale de energie scăzută; raport scăzut aport de sedimente/spaţiu disponibil |
| **5. CORPURI TABULARE TIP PANĂ** (*shoreface/ offshore wedges*) | – CUS/ TkU<br>– LS, HCS (bază); CH , LV/ SB (partea mediană – top)<br>– interstratificaţii cu 3b, 3c, 4<br>– top deseori bioturbat; arhitecturi diagnostic (HCS); intern – suprafeţe erozionale/bioturbate | – corpuri litorale (control mixt, tidal – valuri) şi de şelf; evidenţe ale sedimentării de tip furtună |

***Macrosecvenţele şi modelele de facies; evoluţiile depoziţionale***: în succesiunile studiate, am separat 3 macrosecvenţe (fig. 3.43):

– macrosecvenţa siliciclastică aluvială;

– macrosecvenţa siliciclastică aluvial – tranziţională;

– macrosecvenţa heterolitică de apă puţin adâncă.

*Macrosecvenţa siliciclastică aluvială* corespunde părţii bazale şi mediane a „Cgl. de Brebu" şi are în alcătuire mezosecvenţe de ordin superior de *gravity flow lobes/ sheets* şi *alluvial braidplain sheets*, primele tipuri fiind prezente în baza acesteia. În cadrul arhitecturilor *braidplain* elementele CH din alcătuire au un *model de stivuire creştere stacking-pattern* lateral – amalgamat, cu canale tip *braided channel belt* (baza-median), care înspre top trec la interstratificaţii cu tipuri *ribbon*.

BCU CLUJ CENTRAL UNIVERSITARY

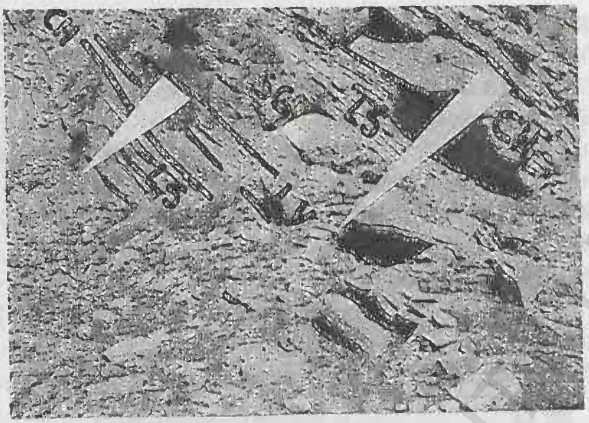



Fig. 3.42. Pânze de fan-delta plain, în compoziţie cu elemente LS, CH, SB/LV, SG (V. Teleajenului) (foto Popa, 2000).

Macrosecvenţa este simetrică, pe fondul unui *stacking – pattern* progradaţional în partea bazal-mediană şi agradaţional în top. Macrosecvenţa este efectul progradării arhitecturilor aluviale în condiţiile scăderii treptate a raportului rată de generare a spaţiului disponibil/aport de sedimente (ceea ce a generat tendinţa generală de trecere în succesiune, de la arhitecturi de curgere gravitaţională la cele de *braidplain*, simultan cu adaptarea – prin amalgamare laterală – a elementelor CH), ce corespunde unui stadiu „regresiv", în sectoare continentale ale foreland-ului carpatic, în care o valoare scăzută a subsidenţei şi/sau eventuale „relaxări" izostatice ale zonei de *thrust-belt* au controlat o rată de denudare mai mare decât rata de înălţare (*uplift*), concomitent cu scăderea nivelului de bază şi, implicit, scăderea ratei de generare a spaţiului disponibil. Această unitate bazală ar putea corespunde unei secvenţe de ordinul IV (III?), corespunzând genetic şi arhitectural unui *lowstand systems tract* (LST) („cortegiu de nivel scăzut"), individualizat în sectoare continental – aluviale. Ea reprezintă astfel o unitate progradaţional – agradaţională (*lowstand wedge* – LW), care s-a dezvoltat pe fondul general al unei scăderi relative a nivelului de bază – simultan cu creşterea aportului de sedimente – ceea ce a condus la o migrare a potenţialului de acomodare şi, implicit, a poziţiei liniei de ţărm înspre sectoare distal – sudice (marine).

*Macrosecvenţa siliciclastică aluvial–tranziţională* a fost delimitată ca partea superioară a secvenţei „de Brebu" şi partea inferioară şi mediană a „Fm. de Doftana"; este constituită din mezosecvenţe de ordin superior de *fan-delta plain*, *(fan) delta front* (însă fără cele de *subaequeous lobes*), *interdistributary bay–fills* şi *shoreface – offshore wedges*. În partea bazală se poate remarca dominanţa arhitecturilor grosiere, de *fan-delta plain*, iar în top a celor mai fine, de *shallow–water* (*shoreface – offshore wedges*), ce sugerează un *stacking – pattern* retrogradaţional al macrosecvenţei, pe un fond FUS/ThU. Baza este neregulată/gradată şi corespunde cu schimbarea în succesiune a *stacking*-ului elementelor CH (aluviale) – în sectoarele N – şi cu apariţia primelor evidenţe ale reprelucrării în sisteme litorale (în cele S). Topul este gradat şi coincide cu schimbarea în succesiune a *stacking*-ului secvenţei supraiacente, ca şi cu apariţia unor orizonturi bogate în substanţă organică. Macrosecvenţa este efectul unui

stadiu „transgresiv" în sectoare de tranziție influențate de energia bazinală (valuri – maree), cu influențe aluviale, controlat de o creștere rapidă a raportului spațiu disponibil/aport de sedimente. Limita bazală a macrosecvenței devine un echivalent al „primei suprafețe de inundare majoră", iar topul este o „suprafață de inundare maximă". Astfel, macrosecvența mediană poate fi considerată echivalentul unei „unități transgresive" de ord. III *transgressive systems tract* (TST), alcătuită din seturi (de secvențe/parasecvențe) cu caracter progradațional (*shoreface – offshore wedges/interdistributary bay – fills – > delta front*) agradațional sau retrogradațional, cu control alogenetic (tectonic – eustatic).

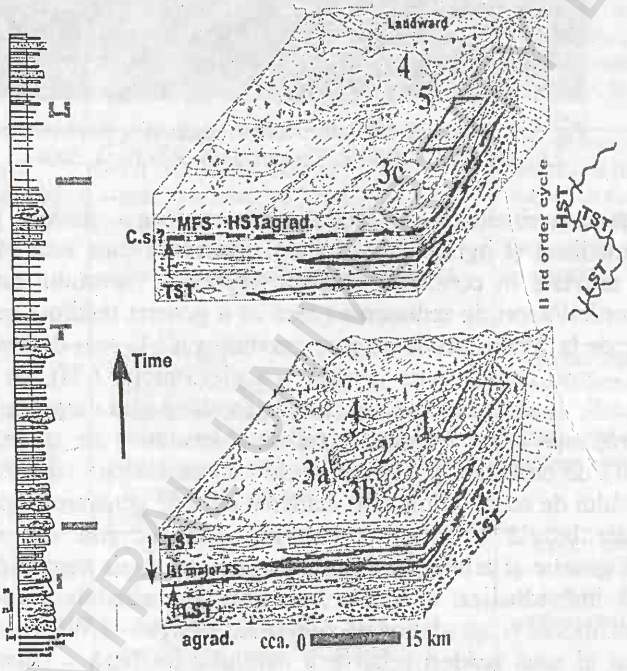



Fig. 3.43. Model de evoluție sistemică.

*Macrosecvența heterolitică de shallow-water* – partea superioară a „Fm. Cenușii" și succesiunea vulcanoclastică a „Tufului de Slănic"/„Gresiei de Răchitașu" – este în partea inferioară aproape exclusiv siliciclastică, alcătuită din arhitecturi mezosecvențiale de *shoreface – offshore wedges* (interstratificate cu arhitecturi interdistributive) și *delta – front lobes/bars*, iar în partea superioară heterolitică (cu petrotipuri vulcanoclastice, siliciclastice și hibride), cu pânze de *shoreface – offshore* (dominante în bază) și lobi de curgere gravitațională în front deltaic (*subaequeous lobes*). Este de tip CUS/TkU, pe fondul unui *stacking* agradațional (în bază) și ușor progradațional (în top). Baza este gradată și a fost recunoscută în dreptul unei suprafețe de maximă inundare – ce marchează trecerea de la *stacking*-ul retrogradațional al macrosecvenței aluvial – tranziționale (TST) la unul agradațional, pe fond siliciclastic.

BCU CLUJ CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Asocierea mezosecvenţelor de ordin superior din constituţie argumentează o evoluţie pe fond iniţial „transgresiv" – în sectoare de apă puţin adâncă, cu influenţe aluviale care s-au redus progresiv (corespunzător părţii bazale) – şi apoi uşor „regresiv" – în sisteme de apă puţin adâncă, cu poziţie relativ distală (în cazul părţii superioare). Controlul acestei macrosecvenţe a presupus schimbarea raportului spaţiu disponibil/aport de sedimente (progresiv descrescătoare). Partea bazală a macrosecvenţei corespunde unui set de parasecvenţe/secvenţe agradaţionale, iar cea superioară, unuia progradaţional, care constituie echivalentul unei „unităţi de agradare" şi, respectiv, „de progradare", dezvoltate probabil pe fondul unei evoluţii de ord. III de „nivel de bază ridicat" (*highstand systems tract* – HST). Succesiunea studiată – care a fost definită (ierarhic) ca „megasecvenţă" – poate fi considerată ca echivalentul unei secvenţe depoziţionale, individualizată pe fondul unei evoluţii probabil de ord. II, „transgresiv – regresivă", cu control mixt.

***Referinţele anterioare legate de trăsăturile sistemului depoziţional***:. Dumitrică, 1975; Iorgulescu, 1953; Maţenco, 1997; Panin, 1964; Panin, Popa, 1998, 2000; Popa, Anastasiu, 2001; Săndulescu, 1995; Ştefănescu, 1968, 1982; Ştefănescu, Mărunţeanu, 1980.

## REFERINŢE BIBLIOGRAFICE


DUMITRICĂ, P., GHEŢA, N., POPESCU, GH. (1975). *Date noi cu privire la biostratigrafia şi corelarea miocenului mediu din aria carpatică*. D.D.S. I.G.G., LXI (1973–1974) (4), 65–84.

IORGULESCU, T. (1953). *Contribuţiuni la studiul micropaleontologic al Miocenului superior din Muntenia de Est (Prahova şi Buzău)*. An. Com. Geol. Rom., XXXVI, 5–222.

PANIN, N. (1964). *Coexistenţa urmelor de paşi de vertebrate cu mecanoglife în molasa miocenă din Carpaţii Orientali*. St. cercet. geol. geofiz. geogr., Seria geol., IX, 341–363.

PANIN, N., ŞTEFĂNESCU, M. (1968). *Un nou punct ichno-fosilifer în molasa miocenă din Carpaţii Orientali*. St. cercet. geol., geofiz., geogr., Seria geol., 13(2), 521–525.

POPA, M., ANASTASIU, N. (1997). *Grain-size criteria in the description and interpretation of the alluvial–fan facies types – a reconsideration*. Abs. Vol. Of the 18th Intern. Assoc. of Sedim. Congress, 3, 279–280, Heidelberg, Germany.

POPA, M. (1998). *Criterii de corelare a formaţiunilor miocene din foreland-ul carpatic – privire critică*. Referat doctorat, Arh. Cat.de Mineralogie a Univ. din Bucureşti.

POPA, M. (2000). *Secvenţe siliciclastice şi piroclastice în Neogenul inferior din foreland-ul Carpaţilor Orientali (zona de curbură) – analiză comparată pentru elaborarea modelelor de facies*. În Catedra de Mineralogie, p. 200, Universitatea din Bucureşti.

POPA, M., ANASTASIU, N. (2001). *Hierarchy of depositional units in the Miocene clastics of the southern East Carpathians, Romania–basin evolution and dynamics*. Proc. of the Carp. Petrol. Conference, Wysowa, Poland.

SĂNDULESCU, M., POPESCU, GH., MĂRUNŢEANU, MARIANA (1995). *Facies and stratigraphy of the Lower–Middle Miocene Formations of the Slănic Syncline*. În *Proc. of the Xth RCMNS*, Spec. Ed., Rom. Jour. Of Stratigraphy, pp. 3–12.

ŞTEFĂNESCU, M., MĂRUNŢEANU, MARIANA (1980). *Age of the Doftana Molasse*. D.D.S., I.G.G., LXV(4), 169–182.

ŞTEFĂNESCU, M. (1982). *The Algal Nature of Certain Calcarous Rocks Intercalated in the Doftana Molasse*. D.D.S. I.G.G., LXVII (1979–1980) (4), 181–191.


BCUJ - UNIVERSITY LIBRARY

## 5.9. FORMAȚIUNEA MARNO-GREZOASĂ

*Localizarea*: Avanfosa Carpaților Orientali
Zona mio-pliocenă
*Vârsta*: Pliocen

***Sistemul depozițional***: sistemul litoral și cel de șelf, dominate de furtună și, parțial, de maree.

***Obiectul studiului***: formațiunile meoțiene și ponțiene, respectiv partea superioară a Formațiunii marno-grezoasă (Meoțian superior) și partea inferioară a Formațiunii marnoase (Ponțian inferior) (fig. 3.44).

Valea Slănicului de Buzău, între Lopătari și Vintilă Vodă.

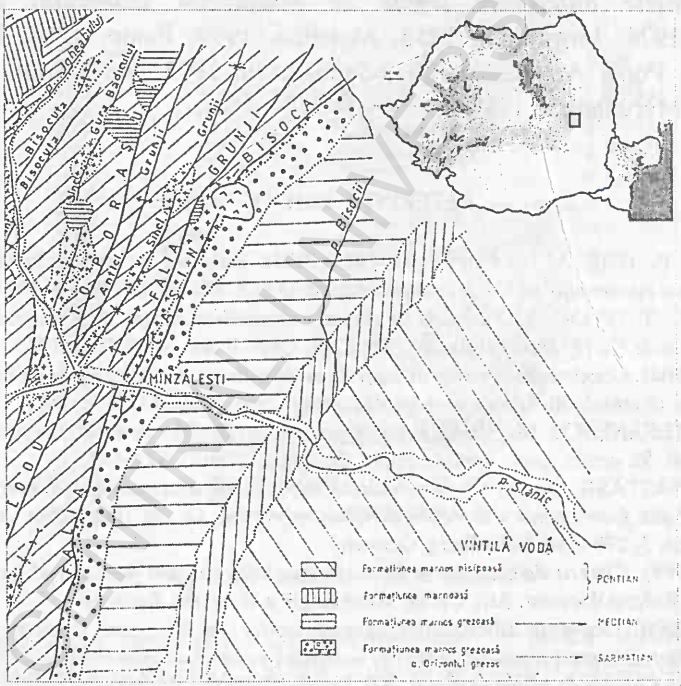



Fig. 3.44. Localizarea perimetrului (după Harta Geologică a României, 1:200 000, foaia Covasna).

***Autorul***: Daniela Vlad, 1997.

***Scopul studiului***: definirea unităților faciesale și ierarhizarea secvențelor; reconstituirea ambianțelor de sedimentare.

***Tehnicile utilizate***: analiza secvențială și examenul calitativ al structurilor sedimentare.

***Faciesurile descriptive***: în urma analizei de facies au fost separate 12 faciesuri depoziționale (tabelul 3.15, fig. 3.45).

BCU IAȘI

*Tabelul 3.15*

Descrierea şi interpretarea faciesurilor

| Nr. crt. | Cod | Facies petrotipuri | Grosime Trăsături sedimentologice | Interpretare Procese hidrodinamice |
|---|---|---|---|---|
| F1 | P (mA) ov– top ondu-lat sime-tric | Arenite masive | Grosime variabilă, de la 10–20 cm la 1,5 m. Uneori limita superioară este ondulată simetric.Limita inferioară este netă, erozională, dacă faciesul este asociat cu unul lutitic; tranziţii spre faciesurile arenitice laminate paralel şi oblic concoide | Depunere rapidă din suspensii şi reprelucrare biotică, reprelucrare prin acţiunea oscilantă a valurilor |
| F2 | F,G (lsA) | Arenite cu laminaţie paralelă | Grosime 10–20 cm. Atât în top, cât şi în bază limita este difuză. Asociat cuF1 şi cu structuri tip *Hummocky*, ondulaţii asimetrice de curent sau valuri | Regim de curgere superior, faza cu pat plan; regim de curgere inferior pentru clastele cu dimensiuni mai mici de 0,6 mm; parţial, depozite de furtună |
| F3 | H (gA) | Arenite cu granoclasare normală | Grosime de aproximativ 6 m. Nivel arenitic mediu în bază şi fin în top | Depunere progresivă din curgeri fluide,turbulente |
| F4 | I (tcA) | Arenite cu laminaţie oblică – planară sau concoidă, la scară mare | Corpuri tabulare de ordinul metrilor. Limite difuze. Stratificaţia oblică este asociată cu cea masivă sau cu ondulaţii de curent | Depunere din suspensie şi curenţi a căror intensitate este în descreştere Alternativă: acţiunea valurilor |
| F5 | J (tA) | Arenite oblic laminate tabular, la scară mare | Corp nisipos cu o grosime de 6 m. La partea inferioară structura internă este oblic laminată cu lamine plan-paralele. Baza este netă, iar topul nediferenţiat, cu trecere treptată spre arenite masive | Foreset-uri formate prin avansarea ondulaţiilor bidimensionale (valuri de nisip) şi migrarea ondulaţiilor lunate în zona de build-up (*shoreface*) |
| F6 | K (cA) | Arenite oblic laminate concoid, la scară mică | Apare în aceeaşi zonă cu faciesul F5. Coseturile de lamine oblic-concoide au grosimi de 15–25 cm | Migraţia dunelor tridimensionale în regim de curgere inferior sau migraţia dunelor tridimensionale, de mici dimensiuni, generate de curenţi în zona de acţiune a valurilor |
| F7 | L | Arenite oblic laminate (ondulaţii de curent) | Grosimi de ordinul centimetrilor sau decimetrilor; întâlnit spre partea mediană a succesiunii. La partea inferioară este asociat cu arenite laminate oblic-tabular,la scară mică. Limita superioară netă | Regim de curgere inferior |

BCU IAŞI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

*Tabelul 3.15 (continuare)*

| | | | | |
|---|---|---|---|---|
| F8 | M (hA) | Arenite/siltite cu stratificaţie tip *Hummocky* | Prezent în baza coloanei analizate, în cadrul unor corpuri arenitice tabulare, cu grosimi metrice. Bază netă. Structura internă – stratificaţie *hummocky*: formă de stratificaţie înclinată la scară medie, cu lamine ondulate şi înclinare mică | Curgere oscilatorie, cu modificări rapide de direcţie în timpul furtunilor Curenţi unidirecţionali |
| F9 | O (oA) | Arenite cu laminaţie convolută | În partea mediană a coloanei, cu o grosime de 20 cm. Structura internă este de tip deformaţional, – lamine convolute. Baza şi topul se deosebesc pe criterii structurale. Sortare bună | Procese de lichefiere a sedimentelor prin supra-sarcină, cauzate de acţiunea unor valuri seismice sau a altor şocuri intrabazinale sau intrastratale |
| F10 | D (lsS) | Siltite cu laminaţie paralelă | Prezent în partea mediană a coloanei. Strate siltice cu grosimi de ordinul centimetrilor | Regim de curgere inferior |
| F11 | C (mL) | Lutite masive | Pondere însemnată în partea mediană şi superioară a coloanei. Grosimea este variabilă, de la câţiva mm până la ordinul metrilor, în partea superioară.Limitele sunt nete | Depunere în regim de suspensii sau reprelucrare intensă prin procese de bioturbaţie |
| F12 | A,B (slL) | Lutite cu stratificaţie paralelă | Întâlnit în partea inferioară a secvenţei. Grosime variabilă,de la lamine interstratale până la intervale decimetrice şi metrice | Depozite hemipelagice, depuse după furtună în condiţii de vreme calmă |

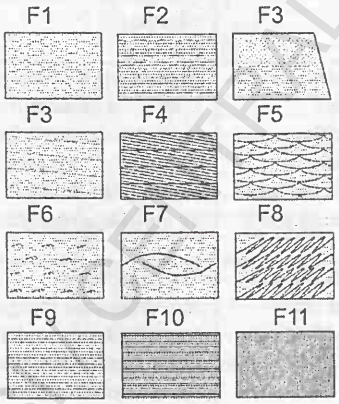



Fig. 3.45. Legenda faciesurilor separate.

***Asociaţiile de faciesuri şi elementele arhitecturale***: după tendinţa de dispunere a litonilor, natura discontinuităţilor, depozitele studiate au fost separate în *microsecvenţe* (0,2–6 m), *mezosecvenţe* (cu grosimi variind între 6–7 m şi 16 m) şi *macrosecvenţe* (10–20 m) (fig. 3.46). Au fost recunoscute 5 astfel de macrosecvenţe interpretate ca produse ale unor cicluri depoziţionale majore. Atât mezosecvenţele, cât şi macrosecvenţele prezintă tendinţe CUS – TKS.

BCU ASE CENTRAL LIBRARY

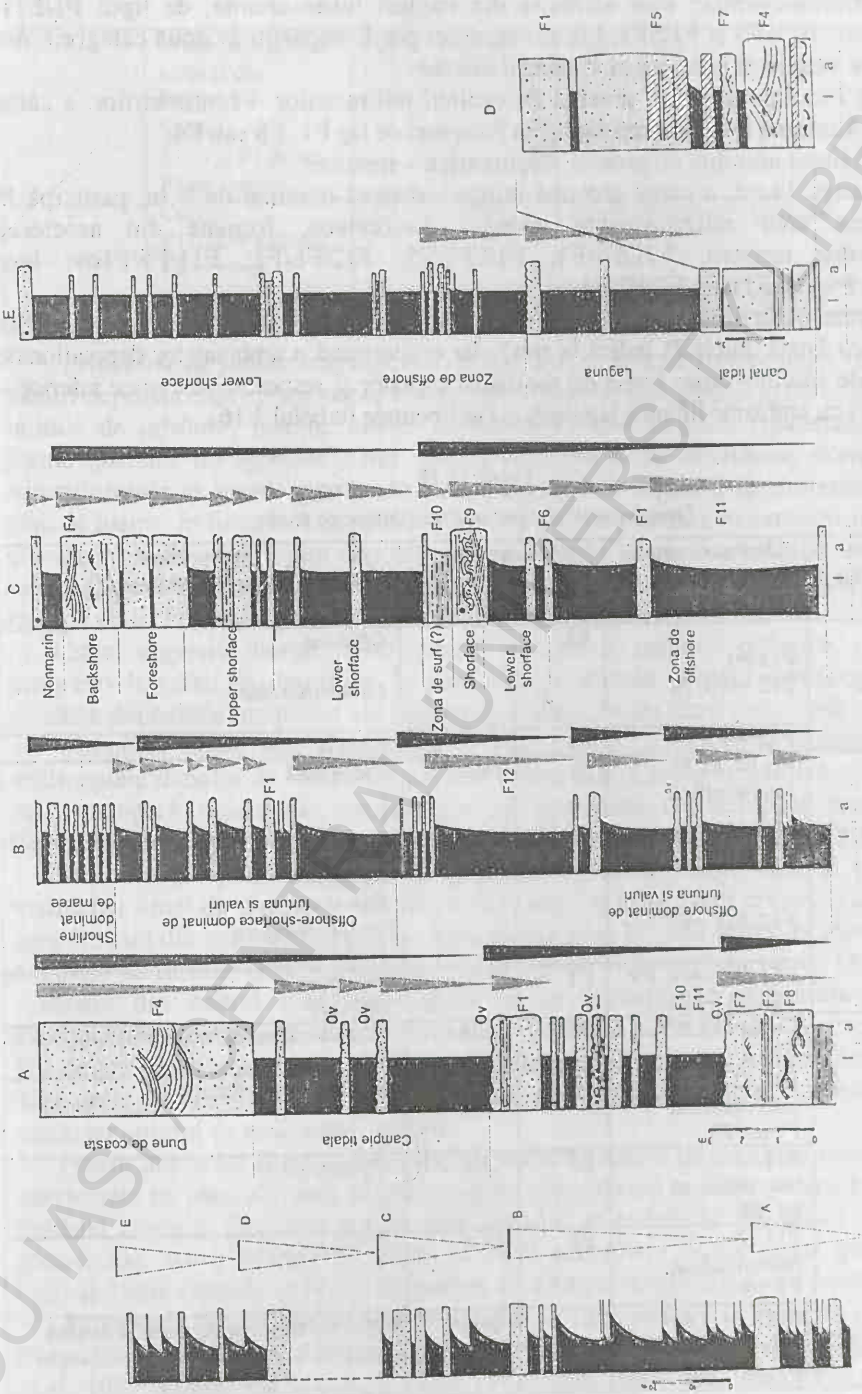



Fig. 3.46. Asociațiile de facies și semnificațiile lor: depozite litorale dominate de valuri și subordonat de furtună (Vlad, 1997).

BCU IAȘI - CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Microsecvențele sunt alcătuite din cupluri lutite–arenite, de tipul F1/F11, F11/F1ov, F11/F8 şi F12/F1. Litonii arenitici pot fi împărțiți în două categorii, din punct de vedere al grosimii şi structurii interne:

a) litoni arenitici cu grosimi de ordinul milimetrilor – centimetrilor, a căror structură internă este reprezentată prin faciesuri de tip F1, F8 sau F6;

b) litoni arenitici cu grosimi decimetrice – metrice.

Aceşti litoni, a căror grosime atinge valoarea maximă de 6 m, participă la alcătuirea unor microsecvențe inverse, discontinue, formate din asocierea următorilor termeni: F12/F4/F1; F12/F7/F5; F12/F8/F2; F11/F5/F1ov, bio; F11/F4/F9/F2; F11/F1/F2/F7/F4.

Prezența stratificației tip *hummocky*, a ondulațiilor de valuri, precum şi a nivelelor lutitice cu faună dulcicolă indică în mod clar o alternanță a ambiențelor depoziționale marine de *shallow-water* (zona de *shoreface* superior şi respectiv *shoreface* inferior – *offshore*) cu ambianțe limnice lagunare şi continentale (tabelul 3.16).

*Tabelul 3.16*

Descrierea şi interpretarea asociațiilor de facies

| Macro-secvența | Microsecvențe şi faciesuri componente | Mezosecvențe | | Interpretare Ambianțe sedimentare |
|---|---|---|---|---|
| | | Cod | Trend | |
| E | F11-F1<br>F12 →F3, F8 | E2 | - | *Offshore*<br>*Lower shoreface* |
| | F12 →F3 | E1 | - | Lagună |
| D | F1, F4, F5 F7<br>Interstratificat<br>F11, 12 | D | FUS | Canal tidal |
| C | F12, F11→F1, F7, F4<br>F12, F11→F1 | C2 | | Nonmarin<br>*Backshore*<br>*Foreshore*<br>*Upper shoreface*<br>*Lower shoreface* |
| | F12, F11→F4, F9<br>F12, F11→F1 | C1 | | *Shoreface*<br>*Offshore* |
| B | Cupluri F12/F1, F7 | B5 | CUS | *Shoreline* dominat mareic |
| | F11,12 interstratificat F1 ov, F8 | B4 | CUS | *Offshore, shoreface* (v, f) |
| | F11,12 interstratificat F1, F8 | B3 | CUS | *Offshore* (v, f) |
| | F11,12 interstratificat F1, F8 | B2 | CUS | *Offshore* (v, f) |
| | F11,12 interstratificat F1, F8 | B1 | CUS | *Offshore* dominat de valuri şi furtună (v, f) |

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

*Tabelul 3.16 (continuare)*

| | | | | |
|---|---|---|---|---|
| A | În top corp grezos alcătuit din F1, F4, F1 Cupluri F11,12/ F1 şi/sau F2 ov (top) | A3 | CUS | Dune costiere<br>Câmpie tidală |
| | Cupluri F11,12/ F1 şi/sau F2 ov (top) | A2 | CUS | *Lower shoreface – Offshore* |
| | F10, F8, F7 ov | A1 | CUS | *Lower shoreface – Offshore* |

***Modelele de facies***: mezosecvențele din alcătuirea macrosecvențelor reprezintă cicluri depoziționale cu segmente transgresive (subțiri) şi regresive în care faciesurile lutitice de *offshore*, însoțite uneori de faciesurile fin arenitice (materializate sub forma „barelor de *offshore*") trec gradat la depozite de *nearshore*, dominate de valuri/furtună; în zonele proximale, sunt acoperite de depozite de *shoreline*, dominate de maree. În funcție de raportul A/L şi structurile prezente, macrosecvențele A şi C sunt atribuite unui regim depozițional cu energie mare, în condițiile unui aport lutitic şi arenito-siltic, semnificativ, iar macrosecvența B, unui regim depozițional cu energie de bazin moderată şi un aport terigen semnificativ.

Ciclul regresiv începe cu tempestite de şelf şi mâlurile pelagice, care trec progresiv la gresii de *shoreface*. În porțiunile proximale, acestea sunt acoperite fie de către depozitele nisipoase ale canalurilor tidale, fie de către depozitele nisipoase ale câmpiilor tidale sau ale sistemelor distributare, cu excepția cazurilor când sedimentele dunelor de coastă au putut fi conservate. Creşterea relativă a nivelului mării acoperă episoadele progradante şi generează un sediment transgresiv. Depozitele marine de *offshore* constituie începutul unui nou ciclu depozițional.

Mecanismul de constituire a porțiunii transgresive a unui ciclu îl constituie înaintarea liniei de țărm spre continent. Deoarece nivelul mării creşte, sedimentele sunt erodate din zona de *upper shoreface* şi redepuse în zona de *lower shoreface* ca depozite de furtună (*storm deposits*) sau în lagune – ca *washover fans*. O secvență verticală din cadrul macrosecvențelor D şi E cuprinde: suprafața de pretransgresiune (limita superioară a faciesului de canal putin adânc – macrosecvența D); depozite de lagună *(washover*); suprafața de eroziune a zonei de *shoreface* şi depozitele de şelf – *lower shoreface.* În aceste condiții, rata de sedimentare a fost mică, iar aportul de sedimente, scăzut.

Pentru intervalul Burdigalian–Pontian, autoarea separă şapte unități depoziționale interpretate ca părți ale unui singur complex depozițional specific pentru bazinul de foreland carpatic. Corpurile sedimentare descrise se constituie, din punct de vedere geotectonic, într-o prismă de acreție a cărei acumulare şi deplasare spre centrul bazinului sunt asociate cu fazele orogenice, de-a lungul marginii active a bazinului.

***Referințele anterioare privind ambiențele de sedimentare în zona de curbură a Carpaților Orientali în Pliocen***: Panin, 1964; Pană, 1966; Jipa, 1980; Papaianopol *et al.*, 1987; Săndulescu, Udubaşa, Micu, 1988; Vlad, 1997; Jipa, Vlad, 1998.

BCU LIBRARY

REFERINȚE BIBLIOGRAFICE

JIPA, D. (1980). *Remarks on the Molasse Significance.* D.D.S., I.G.G., LXV/4.

JIPA, D., VLAD, DANIELA (1998). *Sisteme depoziționale siliciclastice și modele de facies.* Ed. Universității din București.

PANĂ, IOANA (1966). *Studiul depozitelor pliocene din regiunea dintre Valea Buzăului și Valea Bălăneasa.* St. tehn. econ., I.G.G., București.

PANIN, N. (1964). *Coexistența urmelor de pași de vertebrate cu mecanoglife în molasa miocenă din Carpații Orientali.* St. cercet. geol. geofiz. geogr., Seria geol., IX, 341–363.

PAPAIANOPOL, I.AL. (1987). *Paleogeographie du Pontien du Basin Dacique insistant sur le developpement du facies charbonneux.* D.D.S., I.G.G., 72–73/4, 261–275.

SĂNDULESCU, M., UDUBAȘA, GH., MICU, M. (1988). *Paleogeography of the Subcarpathian Miocene and the genetic model of the Jitia – type mineralization.* D.D.S., I.G.G., 72–73, 169–194.

VLAD, DANIELA (1997). *Modele de facies în molasa carpatică.* Catedra de Mineralogie București, Universitatea din București, PhD: 127.

## 5.10. FORMAȚIUNEA CALCAROASĂ DE LA TURENI–BURU

*Localizarea*: Munții Apuseni
Munții Trascău
Pânza de Bedeleu

*Vârsta*: Jurasic superior–
Cretacic inferior

***Sistemul depozițional***: platforme carbonatice în zone de șelf; tranziții spre ape adânci, domeniul clinoformelor, batial.

***Obiectul studiului***: depozitele carbonatice Kimmeridgian–Berriasian din Pânza de Bedeleu (Pânza de Trascău) sau „Calcarele masive de Stramberg" care aflorează în culmea Tureni – Buru (fig. 3.47).

*Autorul*: Săsăran, 2006.

***Scopul studiului***: identificarea faciesurilor depoziționale, a asociațiilor de facies și a arhitecturilor specifice depozitelor carbonatice. Integrarea acestor date în modelul de facies al Munților Trascău și descifrarea elementelor de stratigrafie secvențială.

***Tehnicile utilizate***: analize de facies, analize micropaleontologice, examen petrografic și optic.

*Faciesurile carbonatice* au fost identificate și detaliate în cadrul Platformei carbonatice intersectată în profilele din Cheile Tureni, Cheile Turzii și Buru. Ele apar intercalate cu faciesuri siliciclastice.

***Asociațiile de faciesuri, petrotipurile și arhitecturile specifice domeniului marin***: autorul nu face o separație clară a faciesurilor descriptive, dar prezintă secvențe complexe cu trăsături sedimentologice semnificative pentru identificarea condițiilor și mediilor de sedimentare.

BCU IAȘI - CENTRUL UNIVERSITAR LIBRARY

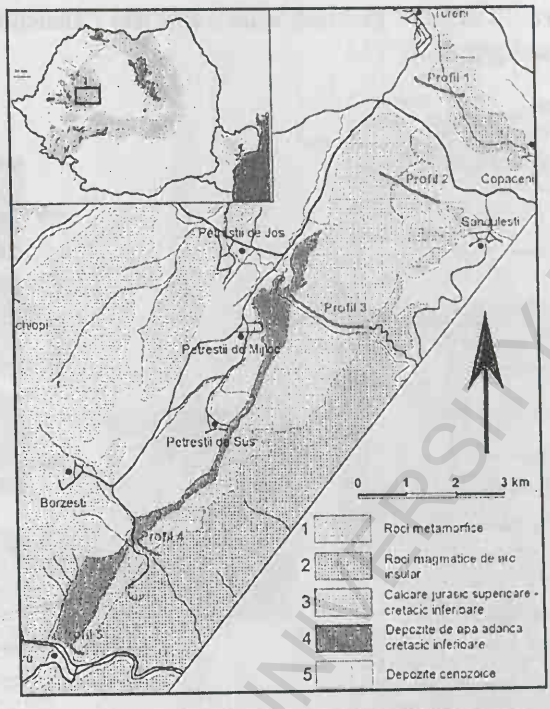



Fig. 3.47. Localizarea suitelor sedimentare de vârstă Jurasic superior – Cretacic inferior, în care au fost efectuate analize de facies: Cheile Tureni (profilul 1), Cheile Turzii (profilul 3) și Buru (profilul 5) (după Săsăran, 2006, cu modificări).

În *Cheile Tureni*, într-o secțiune de 150 m grosime, au fost evidențiate trei tipuri de depozite:

a) *Debrite și conglomerate calcaroase*: corpuri lenticulare cu grosimi metrice alcătuite din blocuri ruditice, angulare și subrotunjite, nesortate, prinse într-o matrice argiloasă oxidică. Blocurile reprezintă faciesuri de tip *rudstone* și *floatstone* intraclastic modificate diagenetic și subaerian (ciment meteoric de tip *dog tooth*).

*Interpretare*: curgeri debritice coezive.

b) *Calcare intraclastice*: corpuri tabulare, neregulate, cu bază erozională care delimitează petrotipuri *rudstone/grainstone* bine sortate, cu structuri gradate normal și invers. Spre top se asociază cu *wackestone/packstone* cu belemniți și amoniți de talie mică.

*Interpretare*: curgeri granulare (*grain flow*) sau curgeri „concentrate", cu intercalații de faciesuri hemipelagice.

c) *Brecii carbonatice*: cu geometrie tabulară (pânze), grosimi de zeci de metri, sortări slabe și dispuneri haotice ale blocurilor angulare și subangulare, cu structuri recifale (faciesuri *boundstone* coraligen, *grainstone/packstone* bioclastic cu încrustații de microbialite, alge și foraminifere).

BCU IAȘI - CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

*Interpretare*: curgeri gravitaționale asociate flancurilor recifale din vecinătatea „crestei șelfului".

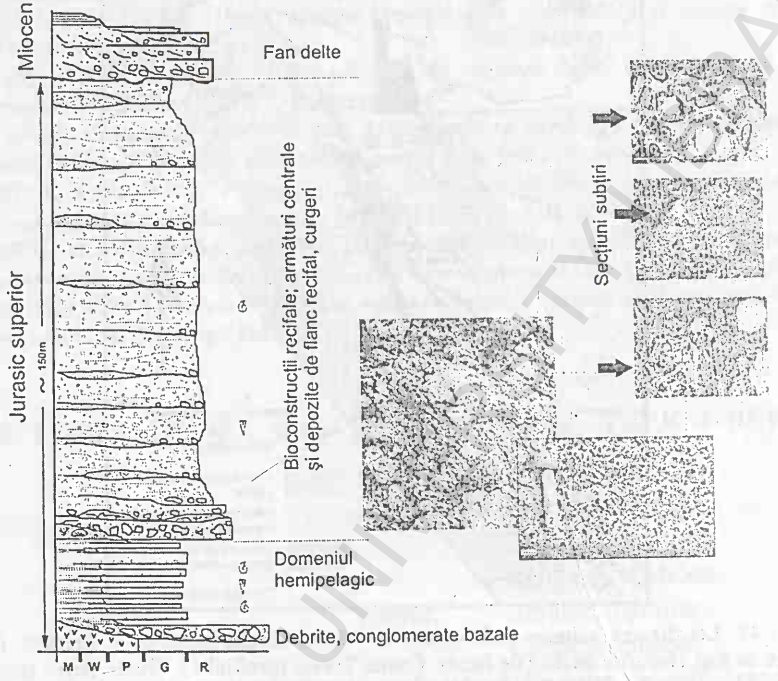



Fig. 3.48. Coloană litologică generalizată în Formațiunea carbonatică Jurasic superior din Cheile Tureni; fotografii adiacente din aflorimente și secțiuni subțiri (după Săsăran, 2006, cu modificări).

În *Cheile Turzii*, secțiunea are 900 m grosime și deschide șapte tipuri de depozite (fig. 3.49):

a) *Rudstone/grainstone intraclastic–bioclastic*: în corpuri cu geometrie lenticulară, de grosimi decimetrice – metrice, separate de suprafețe erozionale. Natura galeților carbonatici – 20 – 25 cm – este recifală (*boundstone* coralgal) și alochemică (*grainstone* biopeloidal). Suita mai cuprinde faciesuri oolitice, galeți „negri" și vulcanoclaste bazaltice.

*Interpretare*: depozite canalizate, asociate unor curgeri subacvatice urmate de exondări (repetate) marcate diagenetic (prezența unor silturi vadoase); ambianța corespunde unei platforme externe, deasupra bazei valurilor normale (ooidele), în proximitatea unor surse terigene emerse (galeții negri).

b) *Packstone/wackestone bioclastic cu spiculi de spongieri*: formează intercalații cu grosimi centimetrice – decimetrice în masa „bancurilor bioclastice și bioconstrucțiilor". Alături de spiculi, conțin piese de *Saccocoma* și foraminifere.

*Interpretare*: depozite acumulate sub baza valurilor de furtună și a crestelor recifale, în zone cu energie mai redusă.

BCU IAȘI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

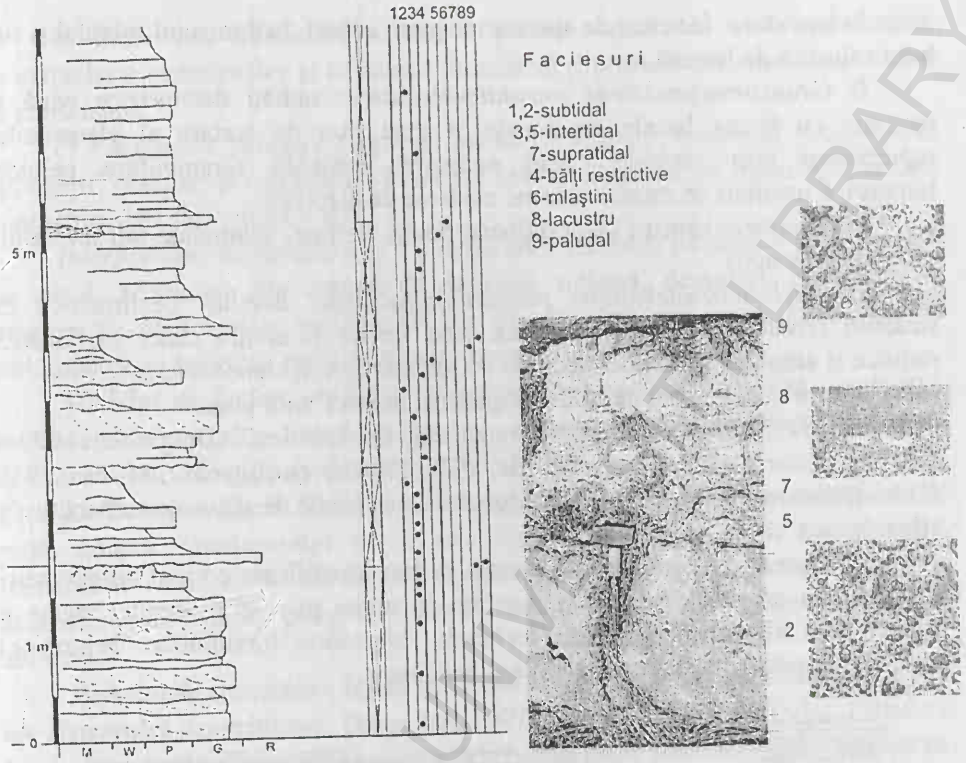



Fig. 3.49. Coloană litologică generalizată în Formațiunea carbonatică Jurasic superior din Cheile Turzii; fotografii adiacente din aflorimente și secțiuni subțiri (după Săsăran, 2006, cu modificări).

c) *Bioconstrucții coraligen–microbiale cu spongieri*: corpuri cu geometrii lenticulare, grosimi metrice și petrotipuri *boundstone* dominate de corali, microbialite și spongieri. Infiltrațiile în spațiul interstițial coraligen reprezintă, la origine, sedimente bioclastice și peloidale.

*Interpretare*: structuri de tip *patch reef* cu evoluții spre complexe recifale, într-un regim hidrodinamic activ cu tendință descrescătoare spre partea terminală a secvenței (și creșterea adâncimii apelor).

d) *Grainstone oncoidic bioclastice*: corpuri lenticulare cu grosimi metrice delimitate în bază printr-o limită erozională, iar în top printr-una netă. Compozițional sunt bogate în bioclaste (alge *Dasycladacee*), oncoide, lump-uri și peloide dispuse în lamine paralele (microstratificații orizontale).

*Interpretare*: canale tidale în zona platformei externe.

e) *Wackestone/mudstone oncoidic–bioclastic*: compoziție cu bioclaste variate (corali, spongieri, echinide, moluște, gastropode, foraminifere bentonice mari, alge), oncoide, agregate granulare, peloide, intraclaste legate printr-o matrice micritică. Cimenturi druzice și de menisc.

BCU IAȘI - BIBLIOTECA UNIVERSITARĂ

*Interpretare*: faciesuri de ape marine puțin adânci, în domeniul subtidal și sub baza valurilor de furtună.

f) *Grainstone/packstone oncoidic–bioclastic*: unități decimetrice până la metrice, cu limite bazale erozionale și grad bun de sortare al elementelor reprezentate prin: oncoide, corali, spongieri, echinide, foraminifere, peloide, lumpuri. Cimenturi de menisc și urme evidente de dizolvare.

*Interpretare*: bancuri sau cordoane tidale, litorale, acumulate într-un mediu hidrodinamic activ.

g) *Packstone/wackestone peloidal–intraclastic*: niveluri centimetrice cu structuri fenestrale. Petrotipurile sunt bine sortate și conțin claste carbonatice ruditice și arenitice alături de bioclaste de foraminifere și cianobacterii.

*Interpretare*: mediu intertidal–supratidal limitrof unor plaje.

În aria *Buru–Mânăstirii,* „Formațiunea de Bedeleu" (Dragastan, 1999 – echiv. = *Calcarele cu silexuri*, M. Ilie, 1936, *Stratele cu Aptychus*, M. Ilie, 1936, *Formațiunea mixtă*, M. Lupu, 1972) cuprinde o asociație de secvențe carbonatice și siliciclastice.

a) În *secvența carbonatică*, bazală, au fost identificate corpuri cu geometrii de canal cu grosimi decimetrice umplute cu rudite masive și arenite bogate în intraclaste carbonatice, bioclaste (echinide, briozoare, foraminifere bentonice), extraclaste metamorfice, hemipelagite și pelagite.

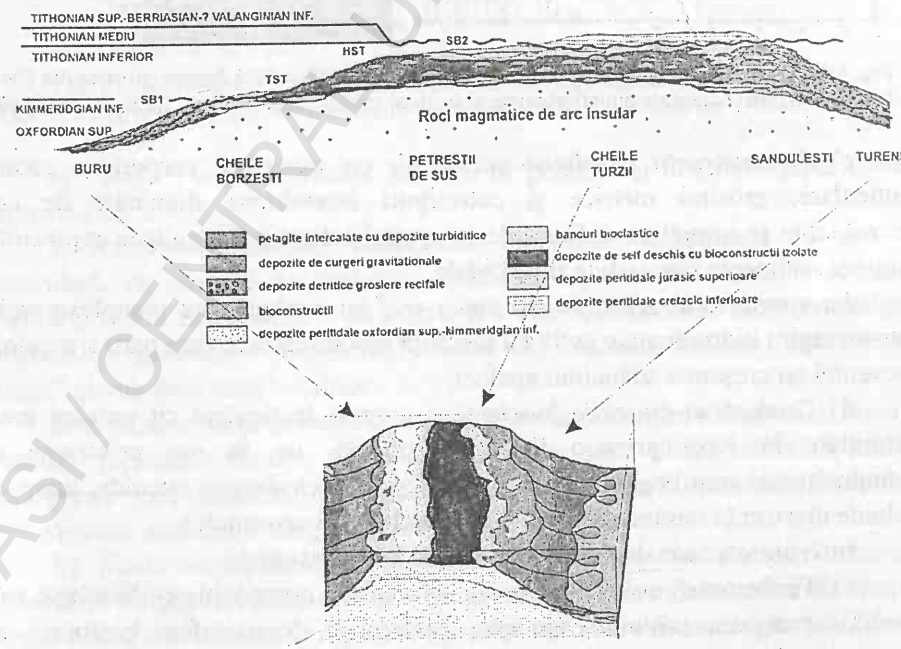



Fig. 3.50. Model depozițional pentru Platforma carbonatică Jurasic superior – Cretacic inferior din Munții Trascău, aliniamentul Tureni–Buru (după Săsăran, 2006, cu modificări).

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

b) *Secvenţele siliciclastice*, de la partea superioară, sunt mai bogate în extraclaste metamorfice şi vulcanice (bazaltice) şi prezintă des stratificaţii oblice la scară mare.

c) *Faciesurile pelagice* (argile şi marne cu amoniţi, belemniţi şi spiculi de spongieri, radiolari şi calpionele) formează fondul „Stratelor cu Aptychus" în care sunt intercalate secvenţele *a* şi *b*.

*Interpretare*: secvenţele *a* şi *b* aparţin unor faciesuri turbiditice cu geometrii de canal, acumulate din curenţi de densitate ridicată, dezvoltaţi pe flancurile externe ale platformelor recifale, în ape de adâncime mai mare. Evenimentele turbiditice s-au suprapus peste sedimente hemipelagice şi pelagice.

***Modelul de facies; evoluţiile depoziţionale***: asociaţiile descrise corespund, în ansamblul suitelor Jurasic superior – Cretacic inferior, unor platforme carbonatice cu evoluţii particulare (fig. 3.50).

La Tureni şi Cheile Turzii s-au instalat platforme carbonatice izolate, cu ape puţin adânci. Fundamentul lor a fost magmatic (vulcanic) în est şi mixt, metamorfic-vulcanic, în vest (Buru). Creşterea adâncimii apei în bazin a controlat acumularea faciesurilor pelagice („Stratele cu Aptychus") în sectoarele vestice ale acestuia.

***Referinţele anterioare legate de trăsături ale mediului de sedimentare sau ale sistemului depoziţional***: Dragastan, 1997; Ianovici, Borcoş, Bleahu, Patrulius, Lupu, Dimitrescu, Savu, 1976; Ilie, 1936; Lupu, 1964; Săsăran, Hosu, Spălnăcan, Bucur, 2000; Săsăran, Bucur, Prica, 2001; Săsăran, 2006.

## REFERINŢE BIBLIOGRAFICE

DRAGASTAN, O. (1997). *Transylvanides – a Jurasic-Cretaceous Paleoenvironmental and Depositional Model*. Acta. Paleont. Romaniae, 1, 37–43.

IANOVICI, V., BORCOŞ, M., BLEAHU, M., PATRULIUS, D., LUPU, M., DIMITRESCU, R., SAVU, H. (1976). *Geologia Munţilor Apuseni*, Ed. Academiei Române, Bucureşti.

ILIE, M. (1936). *Recherches géologiques dans les Monts Trascău et dans le Basin de l' Arieş*. An. I.G.G., XVII, 329–466.

LUPU, M. (1964). *Asupra vârstei stratelor cu Aptychus din Masivul Trascău*. D.D.S., I.G.G., L(2), 247–250.

SĂSĂRAN, E., HOSU, A., SPĂLNĂCAN, R., BUCUR, I. (2000). *Microfacies, microfossils and sedimentary evolution of the Sănduleşti limestone Formation in Cheile Turzii (Apuseni Mts., Romania)*. Acta Paleont. Romaniae, 2, 453–462.

SĂSĂRAN, E., BUCUR, I., PRICA, I. (2001). *Microfacies and microfossils in Upper Jurassic limestones from Cheile Tureni*. Studia Univ. „Babeş-Bolyai", XLVI(2), 35–52.

SĂSĂRAN, E. (2006). *Calcarele Jurasicului superior – Cretacicului inferior din Munţii Trascău*, Presa Universitară Clujeană, Cluj-Napoca.

BCU IAŞI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

# *SECVENȚE DE FACIES DIN DEPRESIUNI INTERNE*

## 5.11. FORMAȚIUNILE DE JIBOU ŞI VALEA NADĂŞULUI

*Localizarea*: Bazinul Transilvaniei
Aria Gilău – Cluj – Huedin
*Vârsta*: Eocen (Luteţian – Priabonian)

***Sistemul depoziţional***: conuri aluviale în evantai şi râuri împletite (*braided river*) (Hosu, 1999).

***Obiectul studiului***: depozitele continentale roşii ale Formaţiunilor de Jibou (Luteţian) şi Valea Nadăşului (Priabonian) din vestul Bazinului Transilvaniei, aria de sedimentare Gilău (Huedin – Cluj-Napoca) (fig. 3.51).

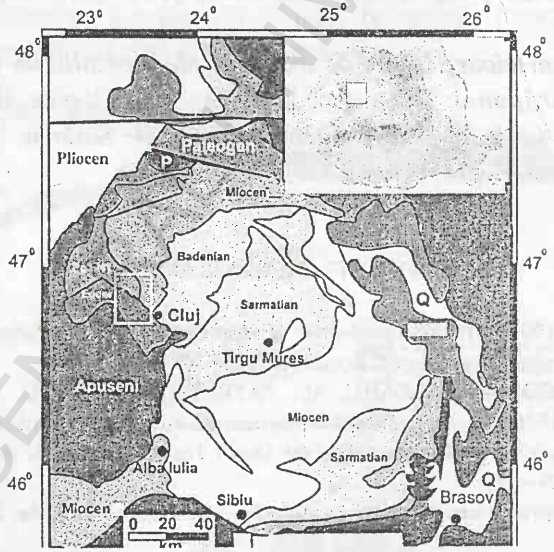



Fig. 3.51. Poziţia formaţiunilor eocene în Bazinul Transilvaniei şi unităţile geologice din vecinătatea acestuia (după Ciulavu, 1998).

*Autorul*: Hosu, 1999.

***Scopul studiului***: identificarea faciesurilor depoziţionale, a asociaţiilor de facies şi a arhitecturilor specifice depozitelor continentale roşii de pe rama vestică a Bazinului Transilvaniei. Utilizarea datelor faciesale în corelări litostratigrafice şi în schiţarea secvenţelor depoziţionale în spiritul stratigrafiei secvenţiale.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

***Tehnicile utilizate***: analiza complexelor mineralogice, petrografice, granulometrice, sedimentologic-microstructurale, secvențiale.

***Faciesurile descriptive***: au avut la bază sistemul de referință al lui Miall bazat pe calitățile granulometrice și structurale ale unităților depoziționale (tabelul 3.17).

În acest spirit au fost separate asociații faciesale corespunzătoare principalelor trăsături arhitecturale (sau corpuri depoziționale) aparținând sistemelor aluviale (de con sau râu împletit) (fig. 3.52; 3.53; 3.54).

*Tabelul 3.17*

Faciesurile depoziționale și caracteristicile lor

| Facies | Denumirea faciesului (granofacies) | Structuri sedimentare | Interpretare Procese – corpuri |
|---|---|---|---|
| Gms | Pietrișuri masive | Granoclasări | Curgeri debritice |
| Gm | Pietrișuri masive, slab stratificate | Imbricații, stratificații orizontale | Bare longitudinale, lag-uri |
| Gt | Pietriș stratificat | Stratificație oblic- concoidă | Umplerea canalelor |
| Gp | Pietriș stratificat | Stratificație oblic- tabulară | Depuneri de tip deltaic Bare linguoide |
| St | Nisip mediu-grosier | Laminații oblic-concoide | Regim inferior de curgere; dune |
| Sp | Nisip mediu-grosier | Laminații oblic-tabulare | Regim inferior de curgere; bare, valuri de nisip |
| Sr | Nisip fin-mediu | Ondulații de curent | Regim inferior de curgere |
| Sh | Nisip fin | Laminație orizontală | Regim inferior de curgere, fund plat |
| Sl | Nisip fin | Laminație oblică, unghi mic | Antidune și conuri de crevasă |
| Ss | Nisip fin cu pietriș | Laminație oblică | Umpluturi de microcanale |
| | | | |
| Fl | Nisip, silt, argilă | Laminație fină, microondulații | Levee, descărcări verticale de sarcină |
| Fsc | Silt | Laminații sau neorganizări | Decantări verticale |
| Fcf | Argilă | Neorganizări, masive | Energie scăzută, calm lacustru |
| Fm | Argilă, silt | Urme de rădăcini | Exondări temporare |
| | | | |
| C | Cărbune | Filme argiloase | Mlaștini |
| P | Calcrete | Duricruste și corpusculi carbonatici | Sol |

BCU IAȘI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

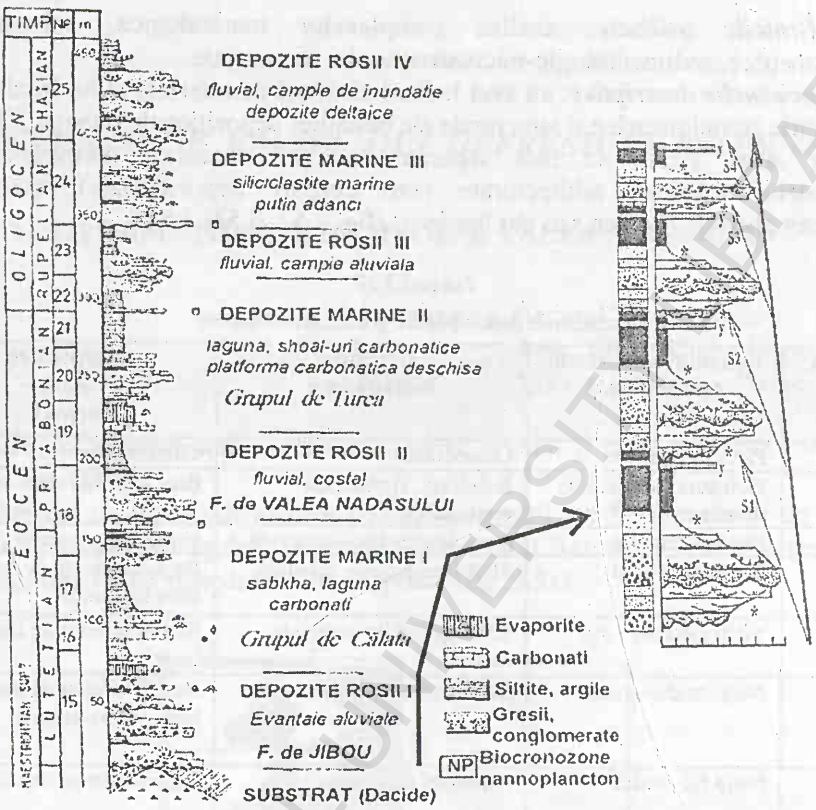



Fig. 3.52. Succesiunea suitelor sedimentare eocene şi oligocene din vestul Bazinului Transilvaniei; în detaliu secvenţele cu tendinţe *fining-up* care alcătuiesc Formaţiunea de Jibou (după Hosu, 1999).

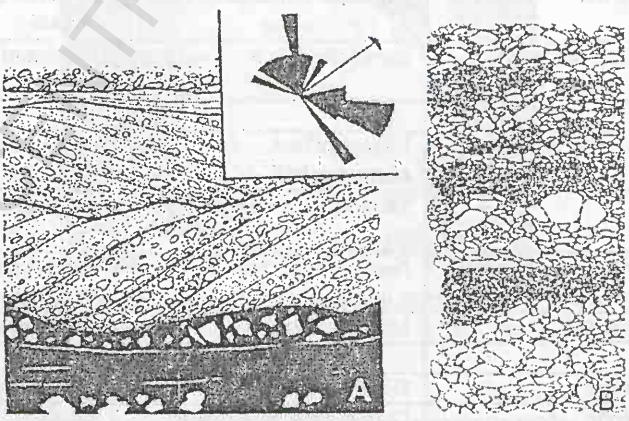



Fig. 3.53. *A* – limită între secvenţa debritică bazală şi faciesuri de canal, cu stratificaţie oblic-concoidă, la scară mare; *B* – mezosecvenţe de facies deltaic, grosier, cu imbricaţii şi granoclasări (după Hosu, 1999).

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

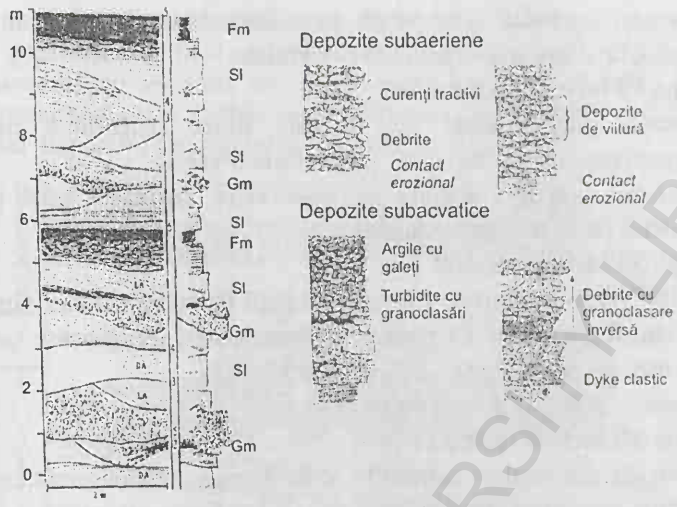



Fig. 3.54. Asociații de facies în secvențele clastice din Formațiunea de Jibou; semnificații hidrodinamice și ambientale (după Hosu, 1999).

***Petrofaciesuri***: autorul a recunoscut mai multe faciesuri genetice, identificate granulometric – conglomeratice (G), grezoase (S) și argiloase, pe care apoi le-a regăsit în asociații faciesale cu semnificații arhitecturale.

***Asociațiile de faciesuri, petrotipurile și arhitecturile specifice***. Asociația **G1** include faciesurile *Gm* și *Gp*.

Grosimea secvenței variază între 30 – 60 cm, cuprinde petrotipuri ortoconglomeratice de tip *grain-supported* cu imbricații frecvente și granoclasări normale. În succesiune se asociază cu *G2* și *G3*.

*Interpretare*: topul barelor din canale mici, formate prin reducerea vitezei curentului, în regim normal de curgere.

Asociația **G2** include faciesurile *Gm, Gt* și *Gp*.

Are grosimi de 0,5 – 3,5 m și este dominată de conglomerate, slab sau moderat sortate, cu granoclasări normale. Baza secvenței corespunde unei limite neregulate, erozionale. Intercalațiile de termeni fini au laminații oblice și oblic-tabulare.

*Interpretare*: arhitectural, corespunde unor canale în care s-au dezvoltat bare longitudinale de pietrișuri.

Asociația **G3** include faciesul *Gms*.

Grosime maximă de 5 m cu petrotipuri paraconglomeratice și parabrecioase, slab sortate, cu o matrice argilo-nisipoasă. Structurile variază de la neorganizat-masiv la granoclasări inverse. Baza secvenței este plană și netă. Se asociază cu depozite de canal și pedogenetice.

*Interpretare*: curgeri pseudoplastice, vâscoase, de tip *debris-flow*.

Asociația **S1** include faciesurile *St, Sp, Sr, Sh, Sl*.

Are grosimi mici (10 – 40 cm) și este delimitată în bază printr-un contact erozional, iar în top, printr-unul gradat (tranzițional). Structurile dominante sunt laminațiile oblice concoide. Se asociază cu *G1* și *G2*.

BCU IAȘI - CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

*Interpretare*: secvența corespunde unor bare acumulate într-un regim de curgere normală, la viteze mai scăzute ale curenților.

Asociația **S2** include faciesul *Sm*.

Petrotipurile predominante sunt gresiile siltice și siltitele argiloase cu structuri neorganizate, claste „exotice" și fitoclaste diverse.

*Interpretare*: corpuri tabulare și lenticulare realizate prin debordarea curgerilor în masă peste marginea canalelor.

Asociația **S3** include faciesul *Sms*.

Acumulări masive de gresii fine cu ondulații de curent în top. Grosimi între 0,20 și 0,50 cm. Includ urme de rădăcini și concrețiuni feruginoase (*fericret*). În top, asociația este acoperită de *G1*, *G2*, *G3* sau *S1*.

*Interpretare*: depozite de con de crevasă.

Asociația **M1** include faciesul *Fsc*.

Este formată din cupluri centimetrice de lamine nisipoase-siltice și lamine argiloase cu fitoclaste. Structuri laminitice și asocieri frecvente cu *S3*.

*Interpretare*: câmpie de inundație cu drenaj slab.

Asociația **M2** include faciesul *Fm*.

Depozite slab sortate de nisipuri, silturi și argile, neorganizate, pătate, de culoare roșie cu fragmente de rădăcini și alte resturi vegetale.

*Interpretare*: curgeri mâloase modificate secundar prin procese de pedogeneză.

***Modelul de facies; evoluțiile depoziționale***: asociațiile descrise corespund, în ansamblul suitei clastice, unor depuneri într-un sistem aluvial/fluvial prin curgeri cana-lizate și necanalizate. Arhitectura corpurilor de sedimente corespunde unor conuri aluviale în evantai dezvoltate progresiv spre bazin (fig. 3.55).

Suita clasică include două ordine de mărime a secvențelor: secvența I – 1–10 m grosime; secvența II – 80–120 m grosime.

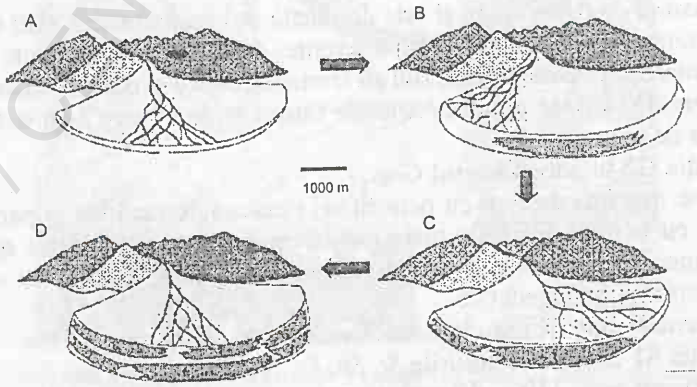



Fig. 3.55. Modele de facies 3D, ilustrând evoluția conurilor aluviale în evantai cu dezvoltarea superficială a unor râuri împletite (*braided river*) (după Hosu, 1999).

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Modelul lor vertical reflectă tendințe FUS *deepening-upward* cu evoluții de la faciesuri proximale la faciesuri distale (*backstepping*) și, respectiv, CUS – *shallowing-upward* cu evoluții de la faciesuri distale (distale) la faciesuri marginale (proximale). Secvențele sunt delimitate de suprafețe erozionale care suportă spațiul disponibil procesului de sedimentare (fig. 3.56).

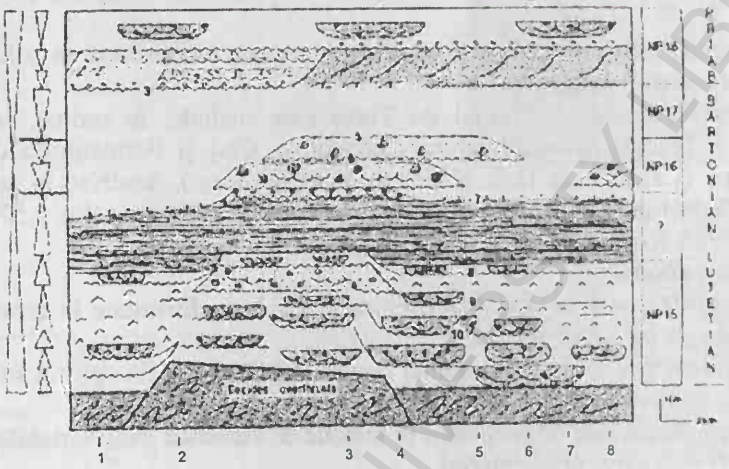



Fig. 3.56. Tipuri de secvențe și evoluția arhitecturilor faciesale în depozitele paleogene din Bazinul Transilvaniei (după Hosu, 1999).

***Referințele anterioare legate de trăsături ale mediului de sedimentare sau ale sistemului depozițional***: Bombiță, Gheorghian, Gheorghian, 1971; Ciupagea, Paucă, Ichim, 1970; Hosu, 1999; Jipa, 1984; Meszaros, Moisescu, 1991; Popescu, 1984; Răileanu, Saulea, 1955; Tătărîm, 1963.

## REFERINȚE BIBLIOGRAFICE

BOMBIȚĂ, G., GHEORGHIAN, D., GHEORGHIAN, M. (1971). *Asupra semnificațiilor microfaunelor paleogene din Transilvania de Sud.* D.D.S., I.G.G., LVIII, 176–185.

CIULAVU, D. (1998). *Tertiary Tectonics of the Transylvanian Basin.* În *Geology*, p. 151, Amsterdam: Vrije Universiteit.

CIUPAGEA, D., PAUCĂ, M.I. (1970). *Geologia Depresiunii Transilvaniei*, Ed. Academiei Române, București.

HOSU, A. (1999). *Arhitectura sedimentației depozitelor eocene din nord-vestul Depresiunii Transilvaniei*, Ed. Presa Universitară Clujeană, Cluj-Napoca.

JIPA, D. (1984). *Large Scale Progradation Structures in the Romanian Carpathians: facts and hypothesis.* An. I.G.G., LXIV, 455–464.

MESZAROS, N., MOISESCU, V. (1991). *Bref aperçu des unites lithostratigraphiques du Paleogene dans le Nord-Ouest de la Transylvanie (region Cluj–Huedin), Roumanie.* Bull. Info. Geol. Bass., Paris, 28, 31 – 39.

POPESCU, B. M. (1984). *Lythostratigraphy of cyclic continental to marine Eocene deposits in NW Transylvania, Romania.* Arch. Sci. Geneve, 37, 37–73.

RĂILEANU, G., SAULEA, EMILIA (1955). *Paleogenul din regiunea Cluj–Jibou.* An. I.G.G., XXIX, 271–308.

TĂTĂRÎM, N. (1963). *Stratigrafia Eocenului de la SV de Cluj*, Ed. Academiei Române, București.

BCU CLUJ CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

## 5.12. GRUPUL DE TUREA

*Localizarea*: Bazinul Transilvaniei
Aria Gilău – Cluj – Huedin
*Vârsta*: Eocen – Oligocen (Rupelian)

*Sistemul depozițional*: șelf extern și rampe carbonatice și siliciclastice afectate de aporturi deltaice.

*Obiectul studiului*: Grupul de Turea care include, în ordine, formațiuni priaboniene (Formațiunea de Jebuc, Calcarul de Cluj și Formațiunea de Brebi) și rupeliene (Calcarul de Hoia și Formațiunea de Mera), deschise în aria Gilău, sectorul Cluj–Huedin, pe latura vestică a Bazinului Transilvaniei (fig. 3.57; 3.58).

*Autorul*: Kovacs, 2006.

*Scopul studiului*:

– identificarea și organizarea evenimentelor biosedimentare în conexiune cu semnificația lor paleobatimetrică;

– fundamentarea teoretică a unui nou model de facies, în spiritul stratigrafiei secvențiale (prin analize secvențiale și structuri diagnostic);

– prelucrarea datelor primare prin metode de statistică multivariabilă folosind eco-grupuri restrictive și permisive;

– definirea unor asociații de referință pentru paleoadâncimi idealizate (IDRA) și corelarea acestor informații cu datele unor profile seismice;

– stabilirea mediilor depoziționale și reconstituirea evenimentelor biosedimentare.

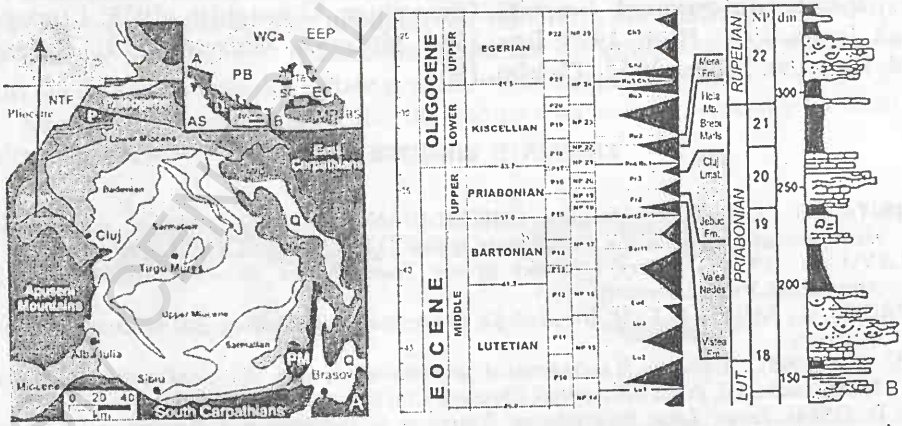



Fig. 3.57. Răspândirea formațiunilor eocene în Bazinul Transilvaniei, localizarea ariei cercetate și principalele repere cronostratigrafice ale Grupului de Turea (după Ciulavu, 1999; Kovacs, 2006, cu modificări).

*Tehnicile utilizate*: „achiziția datelor primare" prin cartări „strat cu strat" și examenele aplicate (micropaleontologice, microscopice, analize modale), însoțite de prelucrări matematice, au permis stocarea parametrilor sedimentologici și bioecologici necesari elaborării unor noi modele depoziționale.

BCU IAȘI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

| | | |
|---|---|---|
| | | *Fm de Dancu* |
| Oligocen (*Rupelian*) | Grupul de Turea | Fm. de Mera |
| | | Calcarul de Hoia |
| Eocen (*Priabonian*) | | Fm. de Brebi |
| | | Calcarul de Cluj |
| | | Fm. de Jebuc |
| | | *Fm. Valea Nadășului* |

Fig. 3.58. Succesiunea formațiunilor eocene și oligocene din Grupul de Turea și câteva deschideri corespunzătoare (după Kovacs, 2006, cu modificări).

***Faciesurile genetice stabilite***: au avut la bază sistemele de referință ale lui Burchette, Wright și Pomar (Burchette, Wright, 1992; Pomar, 2001) și sunt prezentate în tabelul 3.18.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

*Tabelul 3.18*

Faciesurile depoziționale și caracteristicile lor

| Denumirea faciesului (granofacies) | Structuri sedimentare | Interpretare Procese – corpuri |
|---|---|---|
| Șelf extern | | Rampă distală |
| Fm. de Brebi | Argile bazinale omogene, rar cu bivalve | Orizont de condensare, *maximum flood surface* |
| Rampă externă | | |
| Facies autohton | *Floatstone-packstone* cu briozoare, rodolite și numuliți; sortări slabe; argile nodulare | Energie de bazin scăzută |
| Facies alohton | *Rudstone* numulitic-cuarțos; *rudstone coralgal* | *Debris flow*-uri în canale tidale |
| *Outer middle ramp shoal* | *Rudstone* spre *packstone-floatstone* numulitic. Microsecvențe CUS și *thickening-up* | Ape puțin adânci, energie scăzută |
| Rampă – sector median | *Packstone* algal roșu, debris algal, cu foraminifere; *wackestone* foraminiferic cu bioturbații | Parasecvențe |
| Recifal domal – *mound* și *patch-reef* | *Bafflestone*, coral *framestone* și debris *rudstone*, microstructuri biohermale | Bioconstrucții |
| Rampă internă nisipoasă | *Grainstone* bioclastic slab sortat cu echinoderme; parțial bioturbat | Parasecvențe CUS |
| Lagunar, șelf intern restrictiv | *Packstone* bioclastic cu miliolide și argile abiotice | Ape puțin adânci, mediu reducător |
| Litoral mareic | *Grainstone* oodic<br>Cupluri gr.– *wackestone* | Cupluri tempestitice în regim mareic |
| Deltaic siliciclastic | Nisipuri arcoziene canaliforme<br>*Floatstone* pentru delte frontale și câmpii aluviale | Curenți tractivi, aport terigen intens |

***Asociațiile de faciesuri, petrotipurile și arhitecturile specifice***: faciesurile identificate se asociază într-o ordine diferită de la o deschidere la alta (în lungul unor profile longitudinale). Unele dintre aceste faciesuri pot apărea și simultan în diferite locuri din bazin.

***Modelul de facies; evoluțiile depoziționale***: apariția și evoluția faciesurilor menționate a avut loc într-un cadru depozițional distinct, astfel:

– baza valurilor de furtună a fost plasată la adâncimi de cca 14 m;

– panta profilului transversal al rampei a suferit o ruptură la cca 30 m;

– baza valurilor de furtună s-a aflat la cca 50 m adâncime;

– din punct de vedere tectonic bazinul de sedimentare s-a plasat într-o arie stabilă;

– răcirea climatului în această perioadă a influențat rata de sedimentare și a controlat producția carbonatică;

– ecozonele separate confirmă cadrul paleogeografic sugerat de faciesurile identificate (fig. 3.59).

BCU IAȘI - CENTRUL UNIVERSITAR LIBRARY

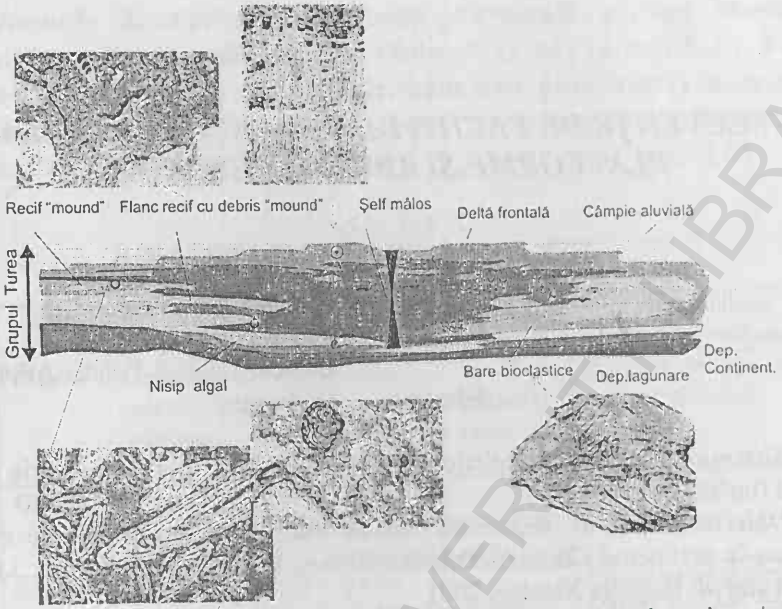



Fig. 3.59. Modele de facies 2D, ilustrând evoluţia platformei şi rampelor carbonatice în Eocen şi Oligocen (după Kovacs, 2006, cu modificări).

***Referinţele anterioare legate de trăsături ale mediului de sedimentare sau ale sistemului depoziţional***: Bombiţă, Gheorghian, Gheorghian, 1971; Ciupagea, Paucă, Ichim, 1970; Hosu, 1999; Jipa, 1984; Meszaros, Moisescu, 1991; Popescu, 1984; Răileanu, Saulea, 1955; Tătărîm, 1963.

## REFERINŢE BIBLIOGRAFICE

BOMBIŢĂ, G., GHEORGHIAN, D., GHEORGHIAN, M. (1971). *Asupra semnificaţiilor microfaunelor paleogene din Transilvania de Sud.* D.D.S., I.G.G., LVIII, 176–185.

CIUPAGEA, D., PAUCĂ, M.I. (1970). *Geologia Depresiunii Transilvaniei*, Ed. Academiei Române, Bucureşti.

HOSU, A. (1999). *Arhitectura sedimentaţiei depozitelor eocene din nord-vestul Depresiunii Transilvaniei*, Ed. Presa Universitară Clujeană, Cluj-Napoca.

JIPA, D. (1984). *Large Scale Progradation Structures in the Romanian Carpathians: facts and hypothesis*. An. I.G.G., LXIV, 455–464.

KOVACS, J.S.(2006). *Evenimente biosedimentare în depozitele Eocenului superior – Oligocenului inferior din Depresiunea Transilvaniei (sectorul Cluj – Huedin); studiul paleo-ecologic al unor secvenţe stratigrafice*. În *Geologie*, p. 120: Universitatea „Babeş-Bolyai", Cluj-Napoca.

MESZAROS, N., MOISESCU, V. (1991). *Bref aperçu des unites lithostratigraphiques du Paleogene dans le Nord-Ouest de la Transylvanie (region Cluj-Huedin), Roumanie*. Bull. Info. Geol. Bass., Paris, 28, 31–39.

POPESCU, B.M. (1984). *Lythostratigraphy of cyclic continental to marine Eocene deposits in NW Transylvania, Romania*. Arch. Sci. Geneve, 37, 37–73.

RĂILEANU, G., SAULEA, EMILIA (1955). *Paleogenul din regiunea Cluj–Jibou*. An. I.G.G., XXIX, 271–308.

TĂTĂRÎM, N. (1963). *Stratigrafia Eocenului de la SV de Cluj*, Ed. Academiei Române, Bucureşti.

BCU IAŞI CENTRALA UNIVERSITARĂ LIBRARY

# *SECVENȚE DE FACIES DIN UNITĂȚI DE FORELAND; PLATFORME ŞI ARII DEPRESIONARE*

## 5.13. FORMAȚIUNEA DE ABRĂMUȚ

*Localizarea*: Depresiunea Pannonică
Bazinul Chislaz–Poiana-Abrămuț
*Vârsta*: Badenian

***Sistemul depozițional***: deltaic (delte de taluz, delte comune), marin de mare adâncă (turbiditic).

***Obiectul studiului***: depozitele clastice badeniene din forajele de explorare efectuate în perimetrul Chislaz – Poiana – Abram, Bazinul Abrămuț (fig. 3.60).

***Autorul***: Eugenia Nicolae, 2001.

***Scopul studiului***: identificarea unităților faciesale şi a secvențelor de facies; reconstituirea sistemelor depoziționale şi descifrarea evoluției sedimentării prin aplicarea principiilor stratigrafiei secvențiale; reconstituirea modelelor de facies în sedimentele badeniene cercetate, cu aplicație în industria de petrol, pentru predicția posibilelor rezervoare de hidrocarburi.

***Tehnicile utilizate***: analiza de facies, examenul petrografic, interpretarea carotajului geofizic (potențial spontan şi gama), analiza secvențială pentru identificarea cortegiilor sedimentare (*systems tracts*).

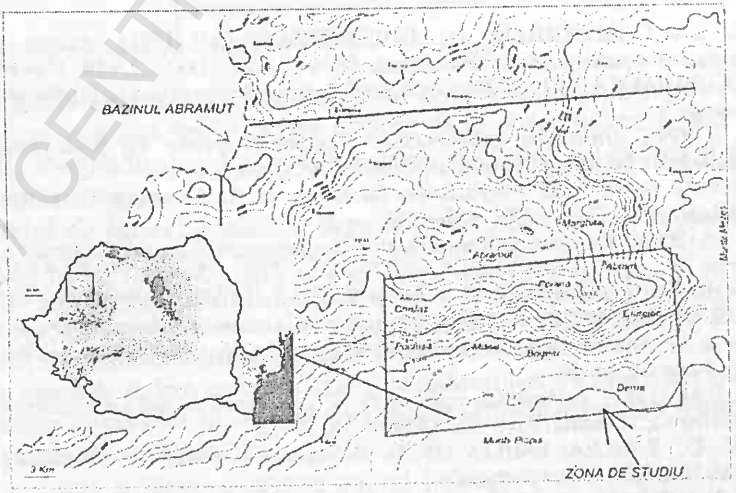



Fig. 3.60. Localizarea perimetrului cercetat (Nicolae, 2001).

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

***Faciesurile descriptive***: prin analiză secvențială au fost identificate 7 faciesuri depoziționale codificate după Ghibaudo (1992), cu modificări. S-a pus accent pe grosimea unităților depoziționale, limitele lor, petrofacies și structofacies. Interpretarea trăsăturilor faciesale s-a bazat pe concepte hidrodinamice de actualitate. Datele sunt sintetizate în tabelul 3.19 și figurile 3.61; 3.62; 3.63.

*Tabelul 3.19*

Descrierea și interpretarea faciesurilor

| Nr. crt. | Cod | Facies, petrotipuri | Grosime, trăsături sedimentologice | Interpretare Procese hidrodinamice |
|---|---|---|---|---|
| 1 | **CGg-M** | Conglomerate polimictice, *grain-supported* | 4–6 m; geometrie progradantă, structofacies masiv, neorganizat | Curgere hiperconcentrată, cu rheologie fluidă |
| 2 | **Gmf-M** | Gresii medii–fine, sub litice | 2–4 m; geometrie progradantă, structofacies masiv | Curenți turbizi |
| 3 | **SA-L** | Siltite și argile siltice | 2–6 m; geometrie agradantă, str. laminat, paralel | Curenți cu competență scăzută; depuneri din suspensii |
| 4 | **BGw-H** | Brecii polimictice și *graywacke* | 1–2 m; geometrie progradantă, structofacies haotic | Curgeri debritice, subacvatice |
| 5 | **NP** | Nisipuri, pietrișuri | 2–3 m; geometrie progradantă | Mediu subaerian |
| 6 | **Gm-O** | Gresii cuarțoase | 0,5–2 m; geometrie progradantă, stratificație oblică | Curenți tractivi, energie ridicată |
| 7 | **T** | Tufuri vitroclastice | 2–3 cm, rar 0,5 m; geometrie agradantă | Căderi subaeriene |

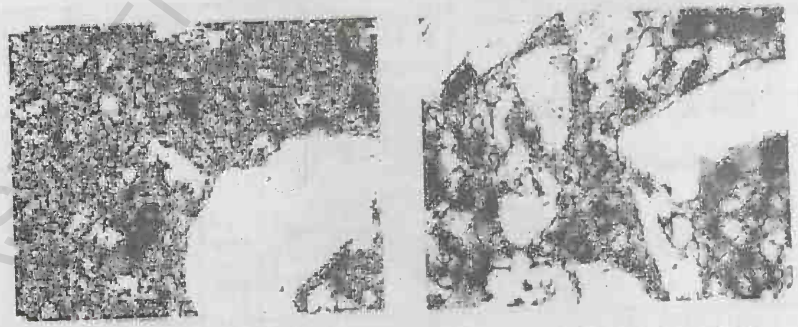


Fig. 3.61. Faciesul CGg-M – conglomerate polimictice (Nicolae, 2001).

BCU IAȘI – CENTRALA UNIVERSITARĂ LIBRARY

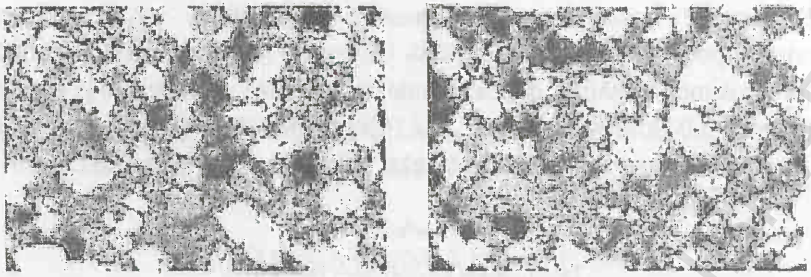


Fig. 3.62. Faciesul **Gmf-M** – gresii litice (Nicolae, 2001).

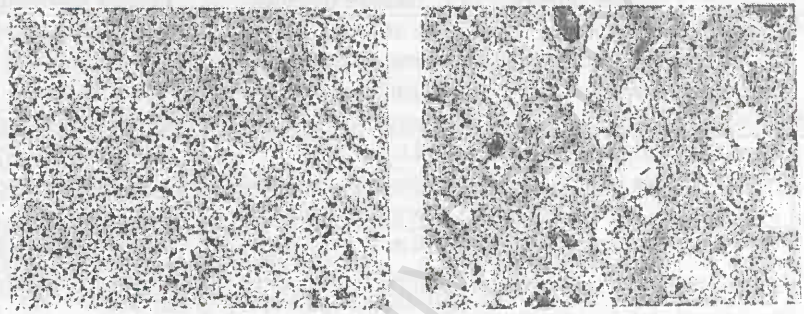


Fig. 3.63. Faciesul **SA-L** – siltite şi argile siltice (Nicolae, 2001).

***Asociaţiile de faciesuri şi arhitecturile specifice***: au fost separate prin integrarea datelor geofizice (electrofacies, seismofacies) (fig. 3.64; 3.65) cu cele sedimentologice (litofaciesuri şi biofaciesuri). Datele au fost obţinute din 14 sonde aliniate în lungul a patru profile de corelare (identice cu cele seismice). Rezultatele sintetice sunt redate în tabelul 3.20.

*Tabelul 3.20*

Asociaţii de faciesuri (tipuri de secvenţe) în Formaţiunea de Abrămuţ

| Cod | Secvenţe de facies | Facies seismic | Interpretare |
|---|---|---|---|
| A | **CgG-M/Gmf-M** | Reflectori subparaleli, progradanţi, terminaţii *down-lap* | Front deltaic pentru deltă de taluz (*slope*) |
| B | **Gmf-M/SA-L/T/CGg-M** | Reflectori subparaleli până la haotici | Lobi turbiditici |
| C | **SA-L/Gmf-M/** | Reflectori oblic progradanţi cu terminaţii *on-lap* | Levee asociate unor prisme de taluz |
| D | **SA-L/Gmf-M, NP** | Reflectori oblici şi *hummocky* cu terminaţii *top-lap* | Faciesuri deltaice |
| E | **SA-L/Gmf-M** | Reflectori paraleli şi subparaleli | Facies de şelf mâlos |
| F | **BGw-H/ SA-L/ CGg-M** | Reflectori oblici cu terminaţii *on-lap* | Conuri de taluz |

BCU IAŞI / CULTURAL HERITAGE LIBRARY

*Tabelul 3.20 (continuare)*

| | | | |
|---|---|---|---|
| G | Gmf-M/ CGg-M | Reflectori oblici cu terminații *on-lap* pe marginea canalelor | Faciesuri de canal (canion) submarin |
| J | SA-L/Gmf-M | Reflectori paraleli și subparaleli | Facies bazinal, mare adâncă |
| K | SA-L/Gmf-M | Reflectori subparaleli | Faciesuri de pro-deltă |
| L | Gm-O/Gmf-M/SA-L | Reflectori progradanți | Faciesuri litorale |

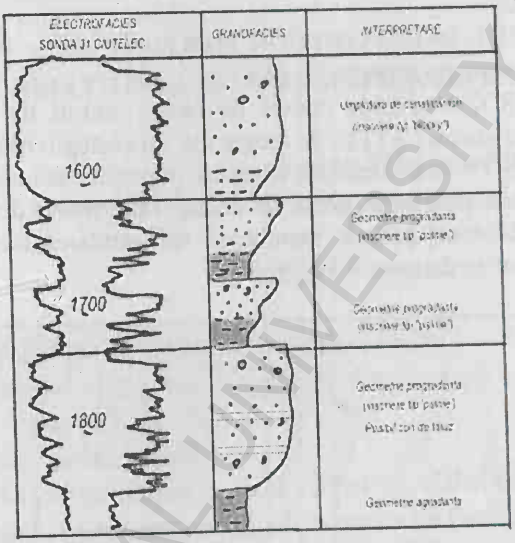



Fig. 3.64. Interpretarea electrofaciesului și granofaciesului aferenți Formațiunii de Abrămuț (Nicolae, 2001).

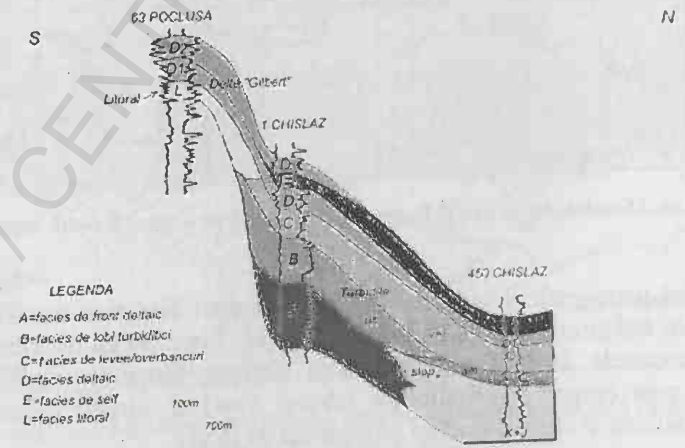



Fig. 3.65. Asociații de faciesuri și secvențe depoziționale în locațiile de la Pocluşa și Chislaz (Nicolae, 2001).

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

***Modelul de facies***. interpretarea secvențelor de facies şi corelarea lor cu evoluția curbei eustatice, în acord cu principiile stratigrafiei secvențiale, au permis autoarei să reconstituie evoluția procesului de sedimentare în bazinul Abrămuț, la nivelul Badenianului.

Faciesurile examinate, acumulate în 5 miloane de ani, exprimă sisteme litorale, de şelf, delte tip Gilbert şi sisteme depoziționale deltaice, de slope, din care s-au desprins curgeri turbiditice (fig. 3.66). Secvențele de facies şi unitățile seismice au permis separarea a patru secvențe depoziționale de ordinul III (Vail, Posamentier, 1990):

– secvența SD1: include cortegii de mare joasă (LST) – delte, conuri de taluz (LST – sf1) şi un cortegiu transgresiv (TST);

– secvența SD2: cuprinde conuri de bazin, conuri de taluz şi prisme de progradare (echivalate cu LST) şi, de asemenea, un cortegiu transgresiv (TST);

– secvența SD3: este alcătuită dintr-un cortegiu sedimentar de mare joasă (LST), individualizat prin delte, urmat de unități transgresive de şelf (TST);

– secvența SD4 superioară: marchează sedimentarea incompletă în bazinul Abrămuț prin depozite deltaice în regim LST.

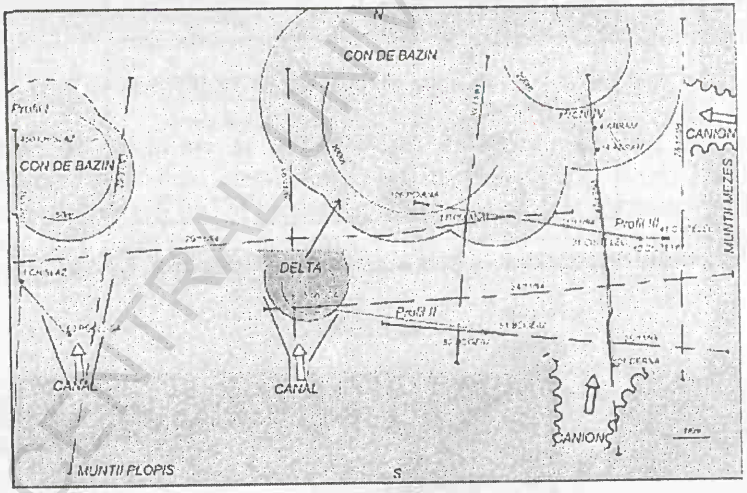



Fig. 3.66. Model de facies pentru Formațiunea de Abrămuț – surse şi cadru depozițional (Nicolae, 2001).

Studiul petrografic a indicat surse metamorfice din zona munților Plopiş şi Mezeş şi din cuvertura sedimentară prebadeniană. Punctele de distribuție în bazin au fost canioanele de la Derna, Misca şi Pocluşa. Dinamica sedimentelor s-a manifestat prin curgeri gravitaționale (*debris flow*) şi curgeri hiperconcentrate, curgeri turbiditice şi curenți tractivi (cu sarcină de fund).

***Referințele anterioare***: Lubenescu V., Cornea C. (1993), Mutiu R., Culda V. (1972), Văcărescu Gh. *et al.* (1998).

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

REFERINȚE BIBLIOGRAFICE

LUBENESCU, V., CORNEA, C. (1993), *Le Neogene dans les forages de la Depression Pannonique.* Rom. J. Stratigraphy, 75.

MUȚIU, R., CULDA, V. (1972), *Contribuții la studiul paleontologic al depozitelor terțiare din partea de est a Depresiunii Pannonice.* Rev. Petrol și Gaze, 23.

VĂCĂRESCU, GH. *et al.* (1998), *Reconstituirea evoluției geologice a sectorului românesc al Depresiunii Pannonice.* Arhiva C. C. P. E. G., București.

## 5.14. FORMAȚIUNEA SILICICLASTICĂ DE LA CLIT

*Localizarea*: Platforma Moldovenească
Bazinul de *foreland* periferic
Depozona de *wedge top*

*Vârsta*: Sarmațian inferior, Volhinian

***Sistemul depozițional***: con aluvial (*aluvial fan*), fluviatil – albie, areal interalbii.

***Obiectul studiului***: depozitele sarmațiene din zona pârâului Clit, afluent al râului Solca, jud. Suceava (fig. 3.67).

***Autorul***: Crina Miclăuș, 2002.

***Scopul studiului***: identificarea faciesurilor și elaborarea unui model de facies; relația dintre sedimentare și tectonica bazinelor de foreland.

***Tehnicile utilizate***: analiza de facies, examenul petrografic.

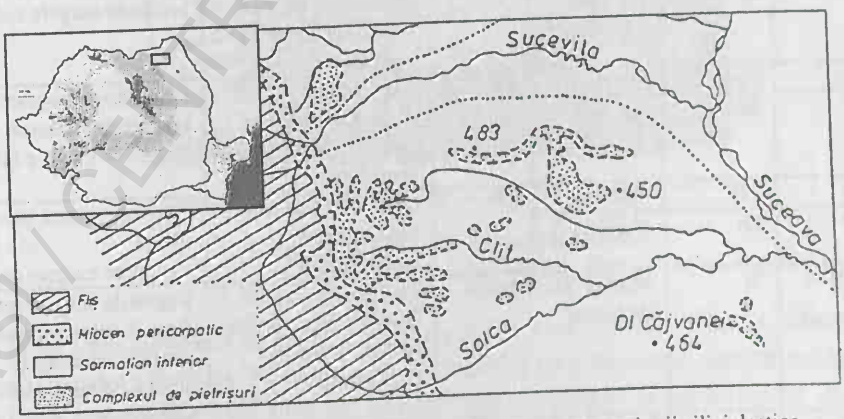



Fig. 3.67. Localizarea perimetrului cercetat, ocurențele formațiunii siliciclastice de pe pârâul Clit, Platforma Moldovenească.

BCU IAȘI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

***Faciesurile descriptive***: au fost separate 15 faciesuri, dintre care 14 depoziționale și un facies deformațional. Codificarea și interpretarea faciesurilor au ținut cont de recomandările lui Miall (1978), Postma (1990), Briereley *et al.* (1993) (tabelul 3.21).

*Tabelul 3.21*

Tipuri de faciesuri în Formațiunea siliciclastică de la Clit

| Nr. crt. | Cod | Facies, petrotipuri | | Grosime Trăsături sedimentologice | Interpretare Procese hidrodinamice |
|---|---|---|---|---|---|
| 1 | Gms | Ortopietrișuri masive | | Grosime 2 – 6 m Blocuri cu matrice arenitică și ruditică fină. Imbricații și granoclasări inverse | Curgeri fluidale hiperconcentrate. Imbricația reflectă starea de tranziție de la curgeri vâscoase la curgeri fluidale cu încărcătură mare de sedimente (echivalente cu *sheet floods*) |
| 2 | Gmm | Parapietrișuri | | Bolovănișuri, matrice lutitică (*mudstone*) | Curgeri coezive debritice Reologie plastică (Postma, 1990) |
| 3 | Gm | Pietrișuri cu stratificație orizontală slab definită | | Matrice arenitică Secundar se găsesc structuri tip *PP* și *LACS*. Galeți moi deasupra bazei erozionale | Curgeri turbulente de densitate mare (Postma, 1990) Pavaje de albie minoră (*channel floor lags sheets*) |
| 4 | Gt | Pietrișuri | *TCS* | Coseturi de dimensiuni metrice, seturi decimetrice și centimetrice | Dune tridimensionale în regim de curgere superior |
| 5 | St | Nisipuri | | | |
| 6 | Gp | Pietrișuri | *PCS* | Coseturi de dimensiuni metrice, seturi decimetrice și centimetrice | Depozite de migrare a ostroavelor laterale Regim de curgere inferior |
| 7 | Sp | Nisipuri | | | |
| 8 | Gh | Pietrișuri | *PP* | Se asociază intim și formează micro-secvențe tip FUS | Pânze de viitură (*flood sheet*) Regim de curgere superior |
| 9 | Sh | Nisipuri | | | |
| 10 | Sr | Nisipuri cu ondulații de curent | | Coseturi de maxim 2 m. Nisipuri grosiere cu *LACS* care trec gradat în *RCL* | Regim de curgere inferior Apar în toate domeniile clastice dominate de curenți de tracțiune unimodali |
| 11 | Sm | Nisipuri masive | | Grosimi decimetrice | Depozite de revărsare (*overbank*) sub formă de *crevasse splay* în albia majoră |

BCU IAȘI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

*Tabelul 3.21 (continuare)*

| | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|
| 12 | Fm | Mâluri | masive laminate | Grosimi decimetrice intercalate cu nisipuri masive (siltite argilo-nisipoase), bogate în material vegetal şi cărbune | Depozite de revărsare în asociaţie cu faciesul anterior |
| 13 | Fl | Mâluri | | | |
| 14 | C | Cărbuni şi intercalaţii de mâluri cărbunoase | | În asociaţie cu nisipuri cu *PCS* la scară medie Trunchiuri, rădăcini cu grad avansat de carbonizare | Depozite cu material vegetal acumulat în mediu mlăştinos. Alternativa ar fi depozitarea materialului vegetal în albia majoră |
| 15 | SC | Nisipuri cu stratificaţia convolută | | Deformarea faciesurilor cu structurile LACS, PP | Cutarea (deformarea) indică depozitare rapidă a faciesurilor cu poziţie superioară în coloană, în medii de albie majoră sau câmpie de inundaţie |

*Legendă*: *PP* – stratificaţie plan paralelă; *LACS* – stratificaţie încrucişată la unghi mic; *TCS* – stratificaţie concoidă (*trough cross stratification*); *PCS* – structură încrucişată planară; *RCL* – ondulaţii asimetrice de curent (*ripple cross lamination*).

***Asociaţiile de faciesuri şi arhitecturile specifice***: au fost identificate 3 tipuri de asociaţii definite după arhitectura corpurilor de sedimente: de albie (*A*) (fig. 3.68), de con aluvial (*CA*) şi de interalbii (*IA*) (fig. 3.69).

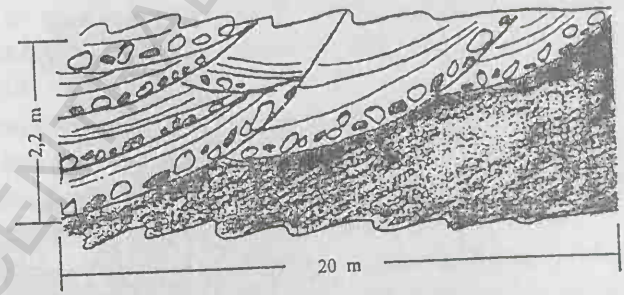



Fig.3.68. Asociaţii de faciesuri de canal sedimentate prin procese de migrare laterală (Miclăuş, 2001).

*Asociaţia de albie* (*A*) cuprinde faciesurile Gm, Gt, St, Gp, Sp, Gh-Sh şi atinge o grosime de 6 m. Baza erozională, însoţită de galeţi moi, este de multe ori trunchiată lateral. Faciesul Gm, cu semnificaţia *pavajelor de albie*, apare de mai multe ori în succesiune, ceea ce sugerează suprapunerea unor secvenţe (FUS) de ordin inferior (canal – CH, *sensu* Miall, 1978), în cadrul aceluiaşi element arhitectural – albia minoră. Umplutura canalelor o constituie succesiuni complexe

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

multistivuite de pietrişuri şi nisipuri pietrişoase, cu stratificaţie concoidă (*TCS*) la scară mare (*multi storey fill trough cross stratification*). Aceste tipuri de corpuri sedimentare, cu raportul lăţime/adâncime mic, semnifică albii mobile şi adânci, formate prin agradare şi migrare laterală într-un râu împletit (fig. 3.68).

*Asociaţia de interalbii* (*IA*) are în alcătuire faciesuri fine Fl şi Fm, subordonat nisipuri de tipul Sm şi Sh. Secvenţele ating grosimi de până la 16 m. Faciesurile fine au culori brun-roşcate şi gri. Acestea din urmă se asociază cu material vegetal şi cărbunos. Alternanţa culorilor sugerează condiţii diferite de acumulare, roşul exprimând momentele de emergenţă (oxidări, paleosoluri incipiente). Domeniul interalbii poate fi expus total sau temporar, se pot instala lacuri de dimensiuni mici şi zone mlăştinoase. Zonele cu umezeală permanentă favorizează dezvoltarea faciesurilor fine cenuşii.

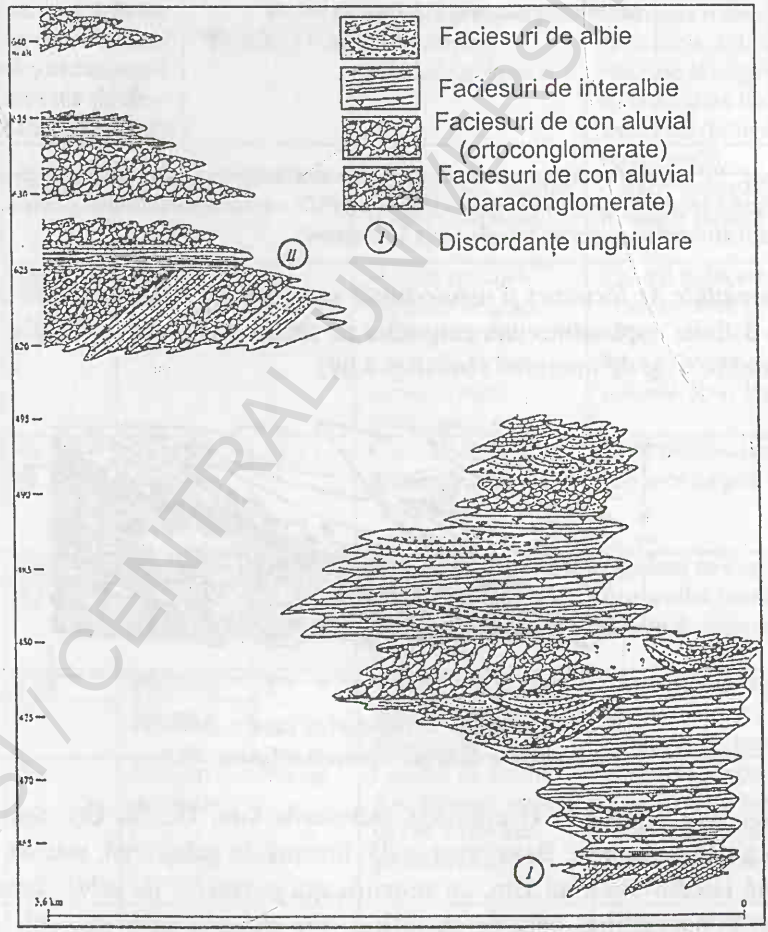



Fig. 3.69. Secvenţe de facies delimitate de discontinuităţi erozionale; structofaciesuri specifice albiei minore, interalbiei şi conurilor aluviale (după Miclăuş, 2001).

BCU IAŞI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Secvenţele fine de interalbii se asociază cu pânze de nisip cu structuri (PP), generate în momente de viitură.

*Asociaţia de con aluvial* (*CA*) este alcătuită din faciesurile grosiere Gmm şi Gms, depozitate din curgeri debritice coezive şi necoezive. Are grosimi de ordinul metrilor şi zecilor de metri. Apare la nivele diferite pe coloană, dar predomină în partea inferioară. Uneori, aceste faciesuri cvasiorganizate se asociază cu unităţi conglomeratice şi nisipoase, cu tendinţă FUS şi cu structuri planare (PP) în partea superioară, generate prin curgeri debritice puternic fluidizate, cu un puternic caracter tractiv (ceea ce reprezintă o dovadă a diminuării energiei curgerii debritice iniţiale). Descărcarea bruscă a curgerilor este demonstrată şi de structurile deformaţionale observate în bază. Toate acestea sunt elemente diagnostic pentru apartenenţa la depozitele de con aluvial.

Ca o alternativă, aceste faciesuri mai pot apare în albiile de râu de dimensiuni mari, unde malurile sunt parţial şi discontinuu surpate, producând depozite cu structuri asemănătoare.

Suita examinată în lungul pârâului Clit scoate în evidenţă două discordanţe unghiulare care separă trei megasecvenţe fluviatile.

Prima secvenţă, sub discordanţa I, are o grosime foarte mică (2 m) şi este reprezentată prin depozite de albie cu stratificaţie concoidă la scară mare; secvenţa a doua, situată între cele două discordanţe, este reprezentată de depozite de con aluvial şi faciesuri de albie, iar a treia, situată peste discordanţa II, este reprezentată prin faciesuri interalbii. Prima discordanţă are o înclinare spre vest de 10–15°.

În funcţie de poziţia faciesurilor, în cadrul profilului longitudinal şi al celui transversal, raportate la sursa de alimentare, autoarea separă 3 zone: *proximală*, *mediană* şi *distală*.

Zona proximală este dominată de depozite de con aluvial, subordonat de cele de interalbii. Zona mediană are în alcătuire depozite tipice albiilor şi arealelor interalbii, sporadic depozite de con aluvial. Zona distală este dominată de depozite interalbii, cu totul sporadic apărând depozite de albii.

Asociaţiile descrise şi trăsăturile lor sedimentologice corespund, astfel, sistemului de con aluvial dominat de procese fluviatile (*wet alluvial fan*); lateral, acesta trece în câmpii aluviale cu albii împletite; de asemenea, el poate prograda fie într-o vale de ordin superior cu direcţie paralelă cu cea a orogenului, fie într-o zonă costieră. Asociaţiile de faciesuri de con aluvial şi albii împletite indică faptul că aria-sursă se află la mică distanţă faţă de mediul de sedimentare (fig. 3.70).

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

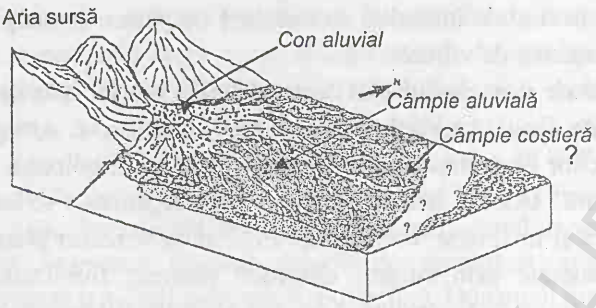



Fig. 3.70. Model de facies 3D pentru Formațiunea siliciclastică de la Clit. Zona proximală – con aluvial dominat de procese fluviatile; zona mediană – câmpie aluvială creată de albii împletite cu mobilitate mare; zona distală – albie majoră de ordin superior (posibil o câmpie costieră) (după Miclăuș, 2001).

Încercarea de reconstituire a ariei-sursă printr-un examen petrografic al galeților și clastelor arenitice din secvențele menționate scoate în evidență diversitatea litologică a acestora și apartenența temporală la unități cronostratigrafice distincte. Au fost astfel diagnosticate: claste de gresii cuarțoase tip Kliwa, menilite, marne brune bituminoase, calcare, *chaille*-uri și *șisturi verzi* de tip dobrogean (acestea din urmă, probabil resedimentate din depozite mai vechi, eocene sau oligocene). Din acest punct de vedere, secvența bazală este mai bogată în „fragmente oligocene", iar secvența mediană, cuprinsă între cele două discordanțe unghiulare (fig. 3.69), abundă în „fragmente eocene".

Semnificațiile geotectonice care se pot desprinde din analiza relației dintre natura sedimentologică depozițională a secvențelor clastice și poziția lor față de subunitățile geotectonice ale Platformei Moldovenești par să sugereze următoarele:

– acumularea secvenței I a fost urmată de scăderea nivelului relativ de bază și, implicit, de o regresiune forțată, având ca rezultat instalarea suprafeței erozionale I (posibil o SB1, în termenii stratigrafiei secvențiale);

– mișcările deformaționale târzii au basculat corpurile aluviale spre orogen, încadrându-le într-un bazin *piggy-back* incipient (parte componentă a depozonei de *wedge top*);

– corpurile aluviale care au acoperit parțial depozona de *wedge top* din cadrul bazinului de foreland au fost parțial erodate în timpul morfogenezei pliocene și cuaternare.

***Referințele anterioare***: Barbu, 1966; Ionesi, 1994.

## REFERINȚE BIBLIOGRAFICE

BARBU, N., IONESI, L., IONESI, BICA (1966). *Observații geologice și paleogeomorfologice în zona de contact a Obcinelor Bucovinei cu Podișul Sucevei*. Anal. Șt. Univ. „Al. I. Cuza", Iași, sIIb-geol.–geogr., XII.

BCU IAȘI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

BRIDGE, J.S. (1993). *Description and interpretation of fluvial deposits: a critical perspective.* Sedimentology, 40(4), 801–810.

BRIERELEY, G.J., LIU, K., CROOK, A.W. (1993). *Sedimentology of coarse – grained alluvial fans in the Markham Valley, Papua – New Guinea.* Sedimentary Geology, 86.

GRASU, C., MICLĂUŞ, CRINA, BRÂNZILĂ, M., BOBOŞ, I. (2002). *Sarmaţianul din Sistemul Bazinelor de Foreland al Carpaţilor Orientali*, Ed. Tehnică, Bucureşti.

MIALL, A. D. (1978). *Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits: a summary.* În *Fluvial sedimentology* (ed. A.D. Miall), pp. 597–604, Can. Soc. Petrol. Geol. Mem.

MICLĂUŞ, C. (2001). *Geologia deltelor relicte extracarpatice sarmaţiene dintre văile Sucevei şi Bistriţei.* Universitatea „Al. I. Cuza", Iaşi.

POSTMA, G. (1990). *Depositional architecture and facies of river and fan deltas: a synthesis.* În *Coarse Grained Deltas* (ed. A. Colella, D.B. Prior), pp. 13–27, Spec. Publs. int. Ass. Sediment.

## 5.15. UNITATEA SEDIMENTARĂ NISIPOASĂ DIN CARIERA JILŢ

*Localizarea*: Bazinul Dacic, sectorul vestic
Secvenţa Neogen superior
*Vârsta*: Pliocen, Romanian

***Sistemul depoziţional***: sistem fluviatil meandrat – bară de meandru (*point bar*).

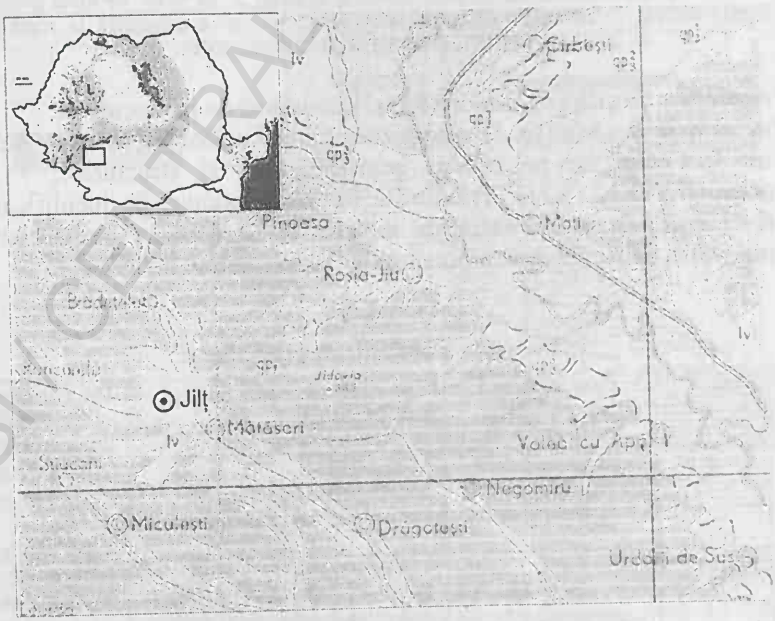



Fig. 3.71. Localizarea arealului cercetat, Cariera Jilţ de pe teritoriul comunei Mătăsari, judeţul Gorj.

BCU IAŞI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

*Obiectul studiului*: depozitele nisipoase neogen superioare din Cariera Jilț (fig.3.71).

*Autorii*: Jipa, Szobotka, Brustur, Ungureanu, Constantinescu (2006).

*Scopul studiului*: reconstituirea sistemului depoziţional.

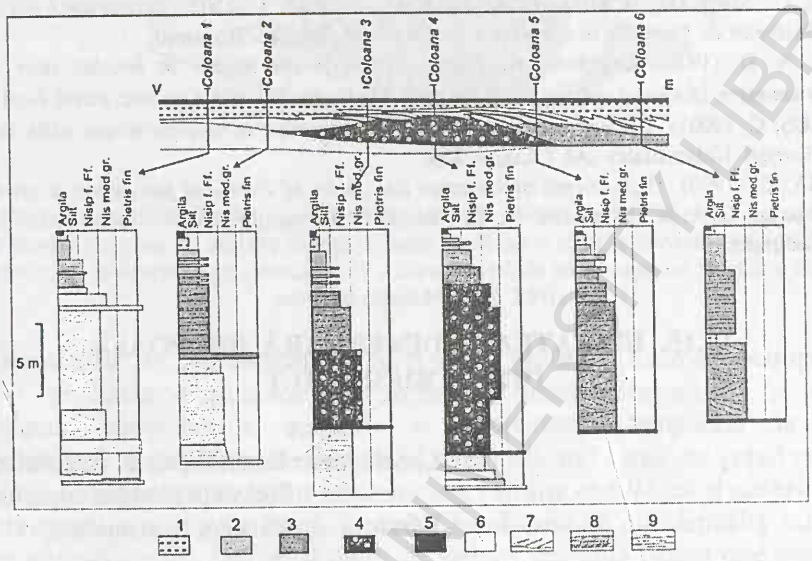



Fig. 3.72. Coloane litologice succesive în corpul nisipos de la Jilț: 1– argilă omogenă; 2– silt argilos; 3– nisip fin şi foarte fin; 4– nisip mediu şi grosier; 5– cărbune; 6– nisip grosier fără stratificaţie oblică; 7– laminaţie oblică la scară mare; 8– laminaţie oblică la scară medie; 9– laminaţie oblică la scară mică (Jipa *et al.*, 2006).

*Tehnicile utilizate*: analiza de facies, măsurători de paleocurenţi.

*Faciesurile descriptive.* Din analiza coloanelor litologice seriate ridicate de autori au fost separate pe criterii granulometrice şi structurale, 7 faciesuri sedimentare (fig. 3.72, 3.73). Trăsăturile litologice, alături de identificarea unor faciesuri diagnostic (de ex. existenţa urmelor de rădăcini, a moluştelor de apă dulce) sugerează existenţa unor ambianţe fluviatile (tabelul 3.22).

*Tabelul 3.22*

Descrierea şi interpretarea faciesurilor

| Nr. crt. | Cod | Facies, petrotipuri | Grosime, trăsături sedimentologice | Interpretări hidrodinamice paleoambientale |
|---|---|---|---|---|
| 1 | Am,g-lo | Nisip mediu grosier cu laminaţie oblică la scară medie şi mare | 12 m grosime<br>Limită erozională, formă lenticulară, cu topul convex | Curenţi de fund, tractivi de energie mare<br>Canal fluviatil |
| 2 | Af-lo | Nisip fin cu laminaţie oblică la scară medie şi mare | 9 m grosime<br>Dezvoltare mai mare în zona estică. Mulează nisipul grosier având astfel formă de pană | Acreţie laterală<br>Bară de meandru |

BCU IAŞI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

*Tabelul 3.22 (continuare)*

| | | | | |
|---|---|---|---|---|
| 3 | Aff-lo | Nisip foarte fin cu laminaţie oblică la scară medie şi mare | 5 – 1,5 m grosime<br>Dezvoltare mai mare în zona estică. Mulează nisipul foarte fin. Formă cvasitabulară | Acreţie laterală<br>Bară de meandru |
| 4 | SL-so | Silt argilos cu stratificaţie oblică | 3,5 – 1 m grosime<br>În partea superioară a secvenţei generale. Mulează nisipul foarte fin. Formă tabulară. | Acreţie laterală<br>Bară de meandru |
| 5 | L-m | Argilă omogenă | 1,5 – 0,5 m grosime<br>Niveluri continue, cu grosimi centimetrice şi decimetrice, situate sub stratele de cărbune. Prezintă frecvent rădăcini de plante şi moluşte de apă dulce | Depunere din suspensii<br>Mlaştină – câmpie aluvială |
| 6 | L-lp | Argilă laminată cu intercalaţii subţiri de silturi şi nisipuri | 3 – 10 cm, frecvent 4 – 7 cm<br>Extinderea ajunge până la 100 m. Intercalaţii în masa arenitică care imprimă caracterul de stratificaţie oblică la scară mare întregului corp nisipos. Mulează faciesurile subiacente. Terminaţiile acestor intercalaţii sunt de tip efilare, erozionale sau întrerupere de către dike-uri clastice arenitice | Depunere din suspensii<br>Intercalaţii în bara de meandru |
| 7 | C | Cărbune | 0,3 – 0,2 m grosime | Mlaştină |

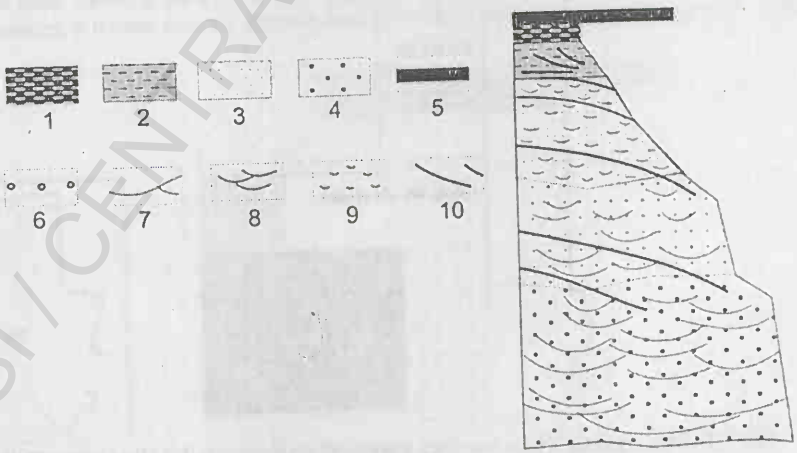



Fig. 3.73. Faciesurile sedimentare ale nisipului de Jilţ: 1– argilă omogenă; 2– silt argilos; 3– nisip foarte fin; 4– nisip mediu; 5– cărbune; 6– nisip grosier; 7– laminaţie oblică la scară mare; 8– laminaţie oblică la scară medie; 9– laminaţie oblică la scară mică; 10– intercalaţii de argilă sub formă de strate oblice (Jipa *et al.*, 2006).

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

***Asociațiile de faciesuri şi arhitecturile specifice***. Faciesurile separate se asociază în secvcențe repetitive, complete sau incomplete, cu grosimi şi extinderi laterale variabile (fig.3.74).

Secvența are o tendință de scădere a granofaciesului şi începe cu nisipuri grosiere, continuă cu nisipuri fine şi foarte fine, apoi cu depozite siltice şi argiloase. Succesiunea se încheie cu argile masive situate sub un strat de lignit. În partea estică, secvența are aceeaşi tendință granulometrică însă începe cu nisipul fin (fig. 3.75, a). Limita bazală este erozională, cu precădere în zona central-vestică. Limita superioară este netă şi plană, sub nivelul cărbunos.

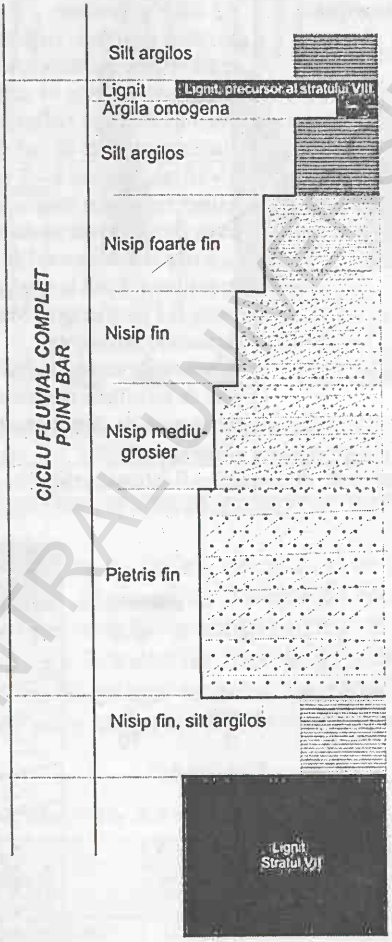



Fig. 3.74. Asociația de facies verticală a corpului nisipos de la Jilț (Jipa *et al.*, 2006).

Stratificația oblică este evidențiată de stratele de argile. Orientarea lor este spre E şi se diferențiază în 6 seturi (fig. 3.75, b). Unghiul de înclinare are valori cuprinse între 2 – 10° în vest şi 10 – 20° în zona estică. Seturile cu stratificație

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

oblică sunt separate atât prin discontinuități erozionale (S5 – S6) cu galeți moi în bază, cât și prin suprafețe nonerozionale. Frecvența cea mai mare a acestor intercalații se regăsește în partea estică a corpului nisipos; ele sunt găzduite în faciesul foarte fin nisipos.

Orientarea structurilor planare ale depozitelor oblic stratificate indică o sursă dominantă a direcțiilor de paleocurenți dinspre SSE spre NNV, relativ perpendiculară pe direcția depozitelor fluviale fără stratificație oblică (fig. 3.76).

Corpul sedimentar în ansamblul său are formă lenticulară, extindere variabilă (3,2 km în secțiunea măsurată de Stănescu *et al.*, 1983) și o grosime cuprinsă între 10 și 25 m. Intercalațiile lutitice subțiri cu laminație oblică scot în evidență procesele de acreție laterală.

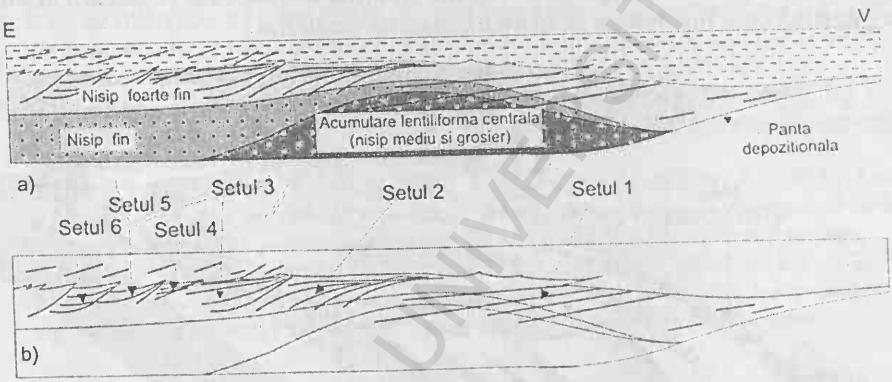



Fig. 3.75. a) Asociația de facies verticală și laterală a corpului nisipos de la Jilț. b) Stratificația oblică la scară mare, medie și mică, o caracteristică specifică acestui corp sedimentar; este redat gradul de organizare în 6 seturi de strate, ultimele două (S5 – S6) având baza erozională (Jipa *et al.*, 2006).

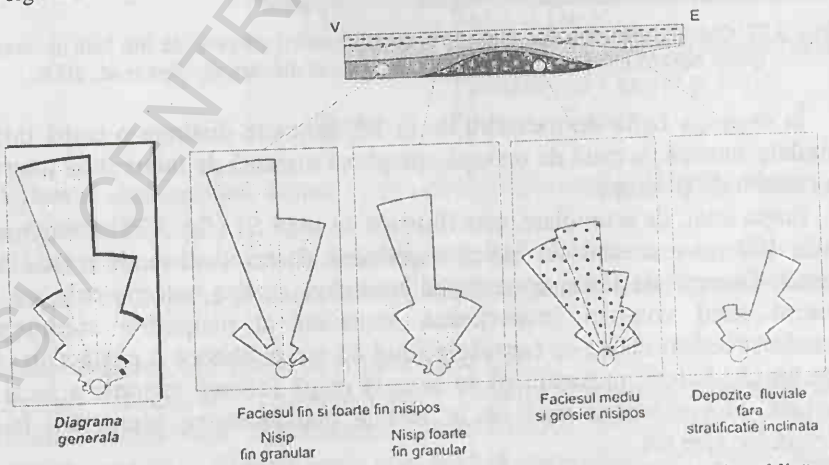



Fig. 3.76. Orientarea direcțiilor de paleocurenți în depozitele cu stratificație oblică arată o dispunere relativ perpendiculară față de direcțiile paleocurenților din depozitele fluviatile fără stratificație oblică (Jipa *et al.*, 2006).

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

*Modelul de facies*. Faciesurile sedimentare, conținutul paleontologic – moluștele de apă dulce – și urmele de rădăcini indică un sistem continental de tip fluvial. Tendința FUS, geometria și stratificația oblică relativ perpendiculară pe direcția principală a paleocurenților sugerează procese de acreție laterală, elemente diagnostic pentru mediul de bară de meandru al unui sistem fluvial meandrat (fig. 3.77).

Secvența generală arată o continuitate laterală a faciesurilor. Astfel, faciesurile bazale grosiere reprezintă umplutura sedimentară în zona axială a canalului fluvial. Faciesul fin nisipos este acumulat în zona mediană a pantei depoziționale reprezentată de malul convex sau fața barei de meandru. Faciesul siltic argilos, cu stratificație oblică la scară mare reprezintă sedimentele acumulate pe panta superioară a barei de meandru, la marginea canalului aluvial – zona cu cea mai mică adâncime, iar argilele omogene, cu urme de rădăcini, sugerează ambianțe de mlaștină care funcționau în spatele canalului meandrat.

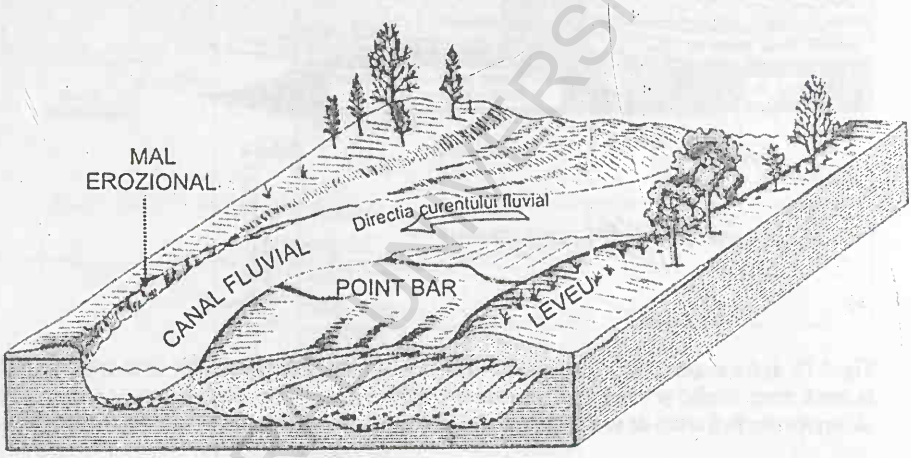



Fig. 3.77. Cadrul depozițional similar cu cel al sedimentării nisipului de Jilț: bară de meandru (*point bar*) (din Galloway, Hobdday, 1983, cu modificări, din Jipa *et al.*, 2006).

În evoluția barei de meandru de la Jilț se poate distinge o etapă inițială de acumulare intensă, urmată de o etapă complexă marcată de intervenția intermitentă a procesului de eroziune.

Etapa întâi, de acumulare, este ilustrată de setul S1 (fig. 3.75). Lungimea mare (minim 400 m) a acestui set indică o perioadă de acreție laterală relativ lungă și continuă. Energia de transport a râului meandrat a atins valorile cele mai înalte, argument fiind volumul proporțional important al nisipurilor mediu-grosiere. Acumularea sedimentelor ce constituie setul S1 s-a produs pe o pantă slab oblică și foarte lungă. Autorii presupun că în această etapă factorul tectonic a jucat un rol important, prin ridicarea ariei de la vest și impulsionarea acumulării laterale a sedimentelor spre est.

Etapa a doua s-a manifestat mai clar în cazul seturilor S4, S5 și S6 când procesul de acumulare a sedimentelor a fost întrerupt de frecvente perioade de eroziune.

În partea extremă vestică, nisipul de Jilț nu arată stratificație oblică, sugerând faptul că în evoluția sedimentării a existat o fază fluvială fără migrația laterală a canalului fluvial, acumularea sedimentară realizată nefiind de tip bară de meandru.

Sedimentarea fluvială apare de mai multe ori în cursul evoluției Bazinului Dacic. Trecerea la ambianța fluvială de sedimentare reprezintă momentele finale ale unor cicluri geologice de tip transgresiune–regresiune.

***Referințele anterioare***: Jipa, Ungureanu, Ryer, Szobotka, Ryer (1992).

REFERINȚE BIBLIOGRAFICE

JIPA, D.C., SZOBOTKA, ȘT., BRUSTUR, T., UNGUREANU, C., CONSTANTINESCU (2006). *Faciesul de point-bar din cariera Jilț: model al sedimentării laterale fluviale în Bazinul Dacic, arhitectură sedimentară, evoluție, factori de control*, ed. Jipa D.C., p. 171–187.

JIPA, D.C., RYER, TH.A., UNGUREANU, C., RYER, M., SZOBOTKA, ȘT. (1992). *Un model facial al depozitelor fluviale cu sedimentare laterală*. Lucrările IV Simpozion „Proveniența și afluența aluviunilor", p. 76–88, Piatra Neamț.

STĂNESCU, T., VLĂDESCU, A., VLĂDESCU, I., SLĂVOACĂ, ARION, P. (1983). *Sinteza datelor obținute prin lucrările de prospecțiuni și explorări geologice efectuate pentru cărbuni în Depresiunea Getică, perimetrul Jilț – sud, jud. Gorj*. I.P.G.G., Raport Fondul geologic.

THOMAS, R.G., SMITH, D.G., WOOD, J.M., VISSER, J., CAVERLEY – RANGE, E.A, KOSTER, E.H. (1987). *Inclined heterolithic stratification – Terminology, description, interpretation and significance*. Sedimentary Geology, V. 53, pg. 123–179. Elsevier Science Publishers.

## 5.16. FORMAȚIUNEA SILICICLASTICĂ DE LA TOPOLOG

*Localizarea*: Bazinul Dacic
Forelandul Carpaților Meridionali
Paratethysul Central și Estic

*Vârsta*: Pliocen – Dacian

***Sistemul depozițional***: deltaic (*wave-delta, storm-delta, interdistributary bay*) (Derer, Anastasiu, 2001).

***Obiectul studiului***: suitele siliciclastice ale Neogenului superior, Dacian, dintre Valea Topologului și Valea Oltului, deschise pe o grosime cumulată de 80 m (fig. 3.78).

***Autorii***: Derer, 1999; Derer, Anastasiu, 2001.

***Scopul studiului***: reconsiderarea vechilor descrieri stratigrafice și identificarea faciesurilor siliciclastice; caracterizarea asociațiilor de facies și reconstituirea mediilor depoziționale prin analiză secvențială; realizarea unei baze de date capabilă să ofere un termen de referință pentru clastitele Bazinului Dacic, respectiv, ale domeniului Paratethis (central și estic).

BCU IAȘI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

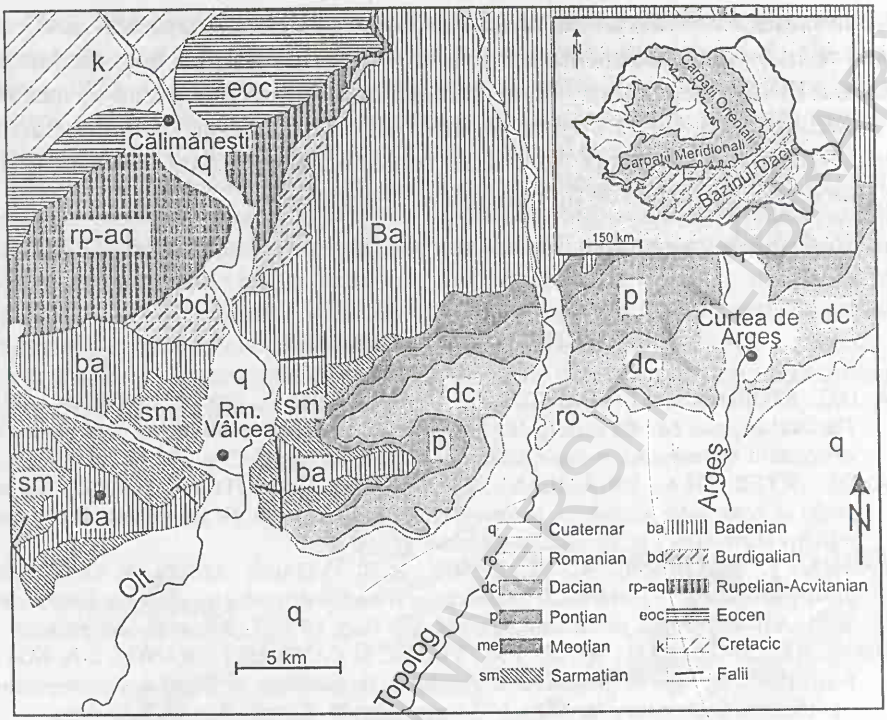



Fig. 3.78. Localizarea perimetrului şi a deschiderilor naturale din care au fost ridicate secvenţele S1, S2, S3 (după Derer, Anastasiu, 2001).

***Tehnicile utilizate***: analiza secvenţială.

***Faciesurile descriptive***: separate pe criterii granulometrice şi structurale, semnificaţiile lor procesuale şi depoziţionale sunt sintetizate în tabelul 3.23.

*Tabelul 3.23*

Faciesurile depoziţionale şi caracteristicile lor

| Facies | Denumirea faciesului | Grosimi (cm) | Interpretare procese | Medii depoziţionale |
|---|---|---|---|---|
| F1 | Lutit laminat paralel, masiv (L-lp, m) (*massive to poorly laminated mud*) | 1–100 | Agradare, decantarea suspensiilor, energie scăzută | Sub baza valurilor normale |
| F2 | Compozit: silt/lutit laminat oblic-concoid (L/S-lo) (*cross-laminated silty mud)* | 10–20 | Agradare, decantarea suspensiilor, energie scăzută | Prodeltă |
| F3 | Compozit: arenit+lutit cu structură lenticulară () (L/A-l) (*mud and sand – lenticular bedding*) | 5–70 | Tranziţie de la curenţi la valuri, energie variabilă | |

BCU IAŞI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

*Tabelul 3.23 (continuare)*

| | | | | |
|---|---|---|---|---|
| F4 | Arenit-lutit, tip *flaser-wavy* laminație (*sand-mud-flaser or wavy bedding* ) | 5–7 | Tranziție de la curenți la valuri, energie variabilă | |
| F5 | Arenit cu laminație oblică, tabulară și concoidă (*cross-bedded sand*) (fig. 3.79) | 10–100 | Curenți unidirecționali, migrarea formelor de fund | |
| F6 | Arenit cu laminație oblică și ondulații ascendente (*sand-climbing ripple cross-lamination*) | 10–20 | Curenți tractivi și aport constant de sedimente | |
| F7 | Arenit cu ondulații de valuri (*sand-bipolar-wave ripples)* | 3–15 | Control al valurilor, ape puțin adânci | Deasupra valurilor normale, *shalow-water, upper shoreface* |
| F8 | Arenit laminat orizontal (*horizontally-laminated sand*) | 3–30 | Depunere subacvatică din curenți unidirecționali | |
| F9 | Arenit cu stratificație hummocky (*sand – hummocky cross-stratification)* | 3–50 | Energie crescută, furtună | Sub valurile normale, *lower shoreface* |
| F10 | Arenit masiv (*massive sand)* | 10–100 | Suspensie turbulentă, depunere rapidă *Gravity flow* | |
| F11 | Arenit cu stratificație oblică, scară mare (*sand-large scale* cross-bedding) | 70–500 | Curenți puternici, migrarea dunelor | Canale distributive |
| F12 | Rudit stratificat oblic (cross-stratified gravel) | 5–50 | Curenți la avulsie | |
| F13 | Rudit, masiv, orto-grain-supported (*massive, grain-supported gravel)* | 20 | Curgerea pseudoplastică a fragmentelor | Front deltaic |
| F14 | Rudit, masiv, para-matrix-supported (*massive, matrix-supported gravel*) | 10–110 | Curenți puternici și sedimentare rapidă | Sub valuri normale |
| F15 | Arenit deformat (*deformed sand*) | 20–60 | Alunecări subacvatice tip *slump* | Zone cu pantă accentuată |

BCU IAȘI – FONDUL CENTRAL UNIVERSITAR LIBRARY
B.C.U. „M. EMINESCU" IAȘI
GEOLOGIE-GEOGRAFIE

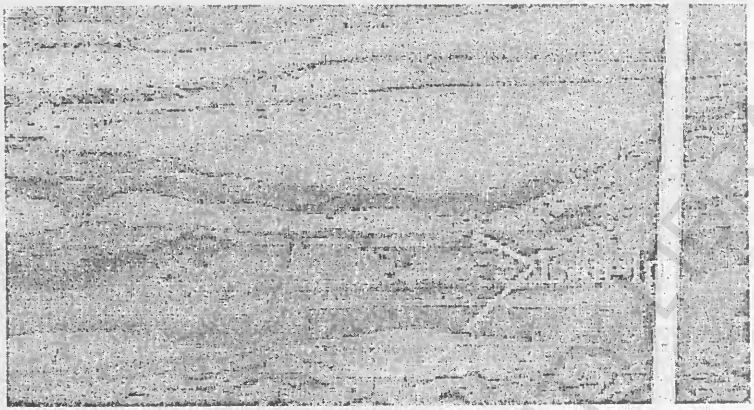


Fig. 3.79. F5 – Arenit cu laminație oblică, tabulară și concoidă (*cross-bedded sand*) din secvența S1 (după Derer, 1999).

***Asociațiile de faciesuri și arhitecturile specifice***: faciesurile descrise au fost identificate parțial în trei secvențe cu semnificație depoziționlă diferită și anume:

S1 – în zona centrală a perimetrului (vezi schița cu localizarea, fig. 3.80; 3.83). Are grosime de 20 m, o tendință CUS și cuprinde din bază către partea superioară faciesuri interpretate ca reprezentând:

– un subsistem prodeltaic, de *offshore* (F1,F3, F2, F14);

– un subsitem de litoral inferior, de *lower shoreface* (F5,F7);

– o mezosecvență de *upper shoreface*–frontul deltei;

– o bară la gura de vărsare a unui canal (*distributary mouth bar*);

– un subsistem de canal distributiv (*distributary channel*).

Prin aceste trăsături, secvența indică o sedimentare în ape din ce în ce mai puțin adânci (*shallowing upward sequence*), cu o progradare evidentă a faciesurilor grosiere.

În ansamblu, ea corespunde unei delte influențată de valuri în condiții de vreme bună.

S2 – la 5 km vest de S1, spre Valea Oltului, apare cu o grosime de 30 m și are aceeași tendință CUS (fig. 3.81). Asociațiile de faciesuri care o definesc corespund:

– unei prodelte (F1, F2, F14);

– unui litoral inferior (*lower shoreface*) (F5, F3, F12, F5, F10, F9, F14);

– unui front deltaic (F15);

– unei bare-cordon la gura de vărsare (F11);

– unui canal distributiv (F11, F12).

Succesiunea reconstituie un litoral afectat de furtună care a evoluat, prin progradare și a fost tăiat de canale care au evoluat spre o deltă frontală. Aportul de sedimente și rata de sedimentare au crescut permanent. Și aici acumularea

BCU IAȘI / CENTRALA UNIVERSITARĂ

sedimentelor a avut loc în ape din ce în ce mai puțin adânci, dominate temporar de furtuni.

S3 – la 2,5 km est de S1, în versantul drept al Văii Topolog, are o grosime de 8 m și include asociații cu tendințe FUS (fig. 3.82). Față de S1 și S2, este dominată de material fin; astfel se succed:

– F3, F1, F7, F15 sugerând o asociație de vreme bună;

– F15, F6, F7 corespunzând unui canal și unei crevase;

– F10 alternând cu F3 și indicând tranziții de la un regim cu furtuni, la unul de vreme bună.

Succesiunea microsecvențelor indică o sedimentare în ape puțin adânci, controlată de alternanța regimului de furtună cu regimul de vreme bună. Formarea unor crevase de către canale în avulsie a fost posibilă.

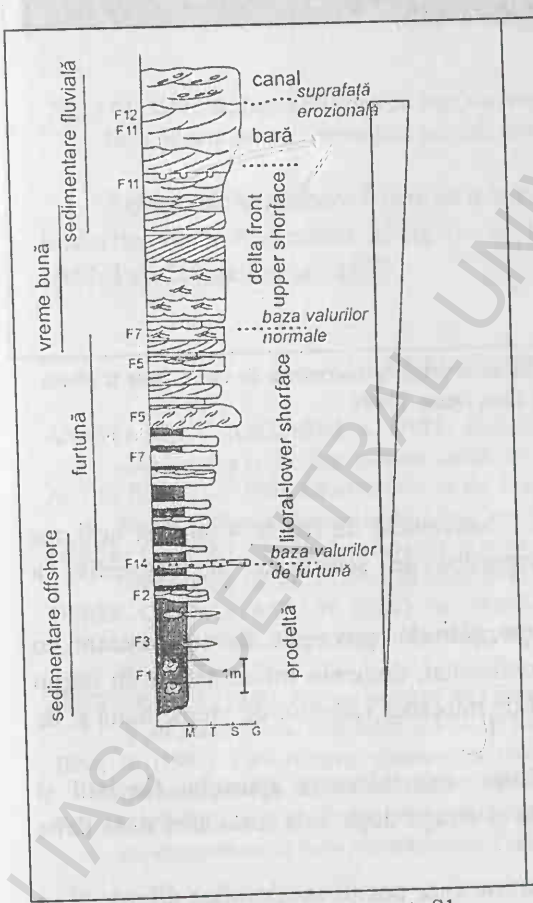



Fig. 3.80. Asociații de facies în secvența S1 caracteristice pentru deltele de progradare influențate de valuri (Derer, 1999).

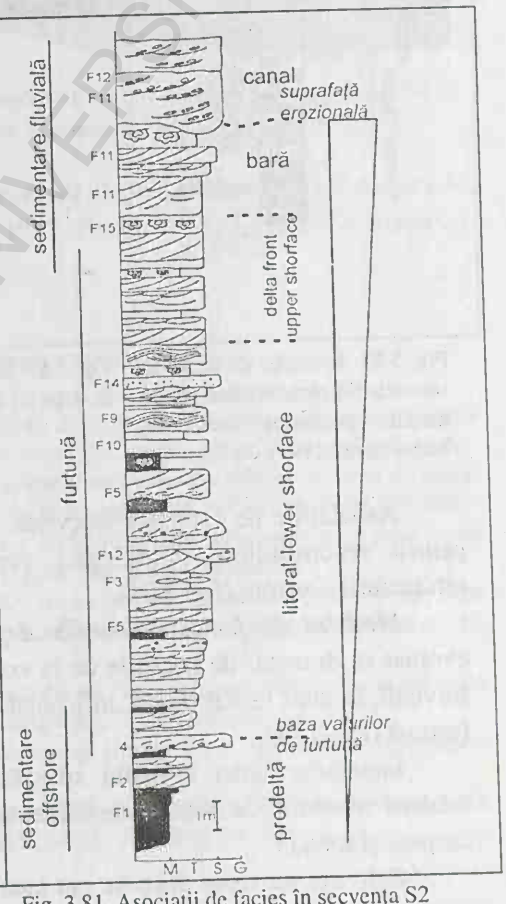



Fig. 3.81. Asociații de facies în secvența S2 caracteristice deltelor de progradare influențate de valuri (Derer, 1999).

BCU IASI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

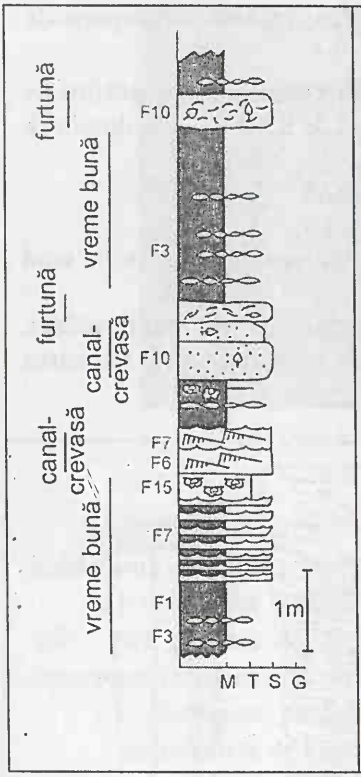



Fig. 3.82. Asociații de facies în secvența S3 caracteristice pentru mediile golfurilor intercanale (după Derer, 1999).

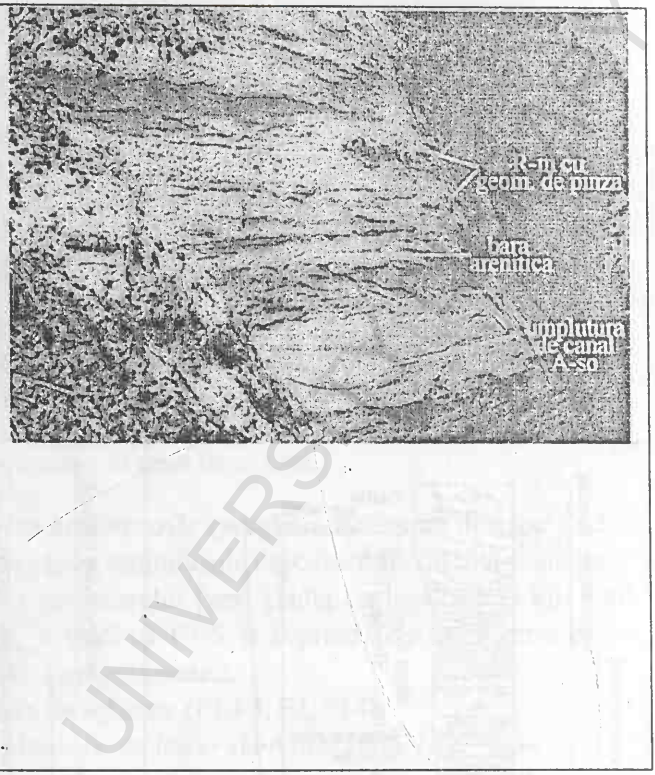



Fig. 3.83. Mezosecvență cu succesiuni de canal, bare și pânze în stația S1 (foto Derer, 1999).

Asociațiile de faciesuri frecvente – secvențele de facies – au fost utilizate pentru reconstituirea morfologiei corpurilor de sedimente și, respectiv, a arhitecturii acestora (fig. 3.84).

***Modelul de facies*; *evoluțiile depoziționale***: procesele de sedimentare au evoluat în domenii de tranziție de la continental, domeniu influențat de un regim fluviatil, la unul litoral marin, influențat de mișcarea valurilor de vreme bună și de furtună (fig. 3.84).

Înaintarea liniei țărmului spre bazin, sub influența aportului fluviatil și scăderii nivelului de bază, este evidentă și atrage după sine instalarea unei delte cuspate și lobate.

Cele trei secvențe descrise pot aparține unor poziții stratigrafice diferite și se pot plasa pe un aliniament paralel cu vechea linie de coastă. În acest fel, secvența S3 are o poziție centrală, iar secvențele S1 și S2 au o poziție laterală.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITARA

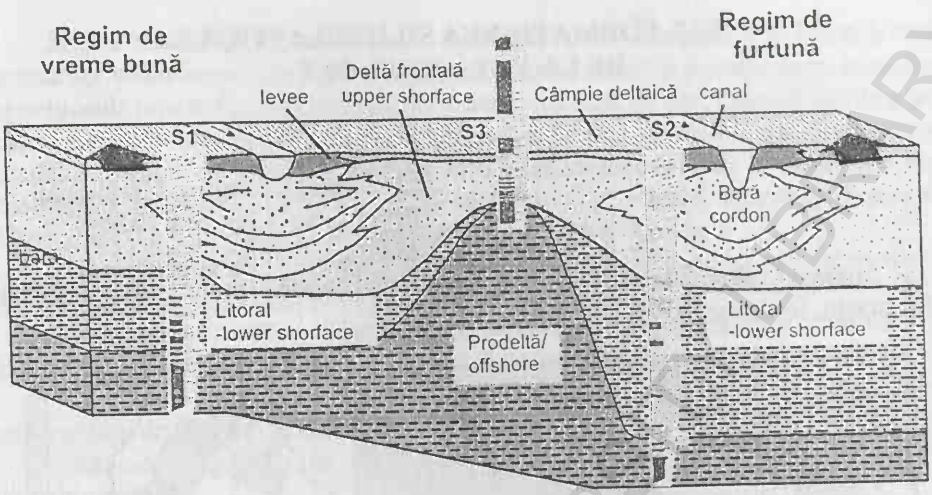



Fig. 3.84. Model de facies construit pe baza secvențelor S1, S2 și S3, incluse într-un plan paralel cu linia de țărm pentru a reconstitui canalele care au alimentat bazinul (după Derer, 1999).

***Referințele anterioare legate de trăsături ale sistemului depozițional***:Anastasiu, Iordache, 1993; Andreescu, 1986; Derer, 1999; Enciu, 1995; Jipa, 1997; Mațenco, 1997; Papaianopol *et al.*, 1985.

## REFERINȚE BIBLIOGRAFICE

ANASTASIU, N., IORDACHE, L. (1993). *Faciesurile depoziționale ale Neogenului superior dintre văile Topolog și Olt (Depresiunea Getică).* St. cercet. geol. geofiz. geogr., Seria geol., 38, 41–6.

ANDREESCU, I. (1986). *Observations on the Pliocene Coal Formation Conditions from the Dacic Basin with Special Regard on the Coal Complex of Oltenia.* D.D.S., I.G.G., 70–71(4), 203–218.

DERER, C. (1999). *Unități depoziționale și modele de facies în depozitele ponțiene și daciene din Depresiunea Getică.* În Dept. of Mineralogy, p. 68, University of Bucharest.

DERER, C., ANASTASIU, N. (2001). *Fair-Weather versus Storm Influence on Upper Neo-gen delta Systems, South Carpathians Foredeep, Romania.* Mitt. Ges. Geol. Berg-baustud. Oterr., 45, Wien, 57–66.

ENCIU, P. *et al.* (1995). *The evolution of the Climate during Pliocene-Lower Pleistocene in the South of the Dacic Basin.* Romanian Journal of Stratigraphy, 76 (suppl. 8), 67.

JIPA, D. (1997). *Late Neogene-Quaternary evolution of Dacian Basin. An analysis of sediment thickness pattern.* Geo/Eco/Marina, 2, 127–134.

PAPAIANOPOL, I. *et al.* (1987). *Paleogeographie du Pontien du Basin Dacique insistant sur le developpement du facies charbonneux.* D.D.S., I.G.G., 72–73(4), 261–275.

BCU IAȘI - CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

## 5.17. FORMAŢIUNEA SILICICLASTICĂ DE LA VĂTĂŞEŞTI–OLT

*Localizarea*: Bazinul Dacic
Forelandul Carpaţilor Meridionali
Paratethysul Central şi Estic
*Vârsta*: Meoţian, Ponţian, Dacian

*Sistemul depoziţional*: bazinal distal, de coastă (litoral), fluvio-deltaic (Anastasiu, Iordache, 1993).

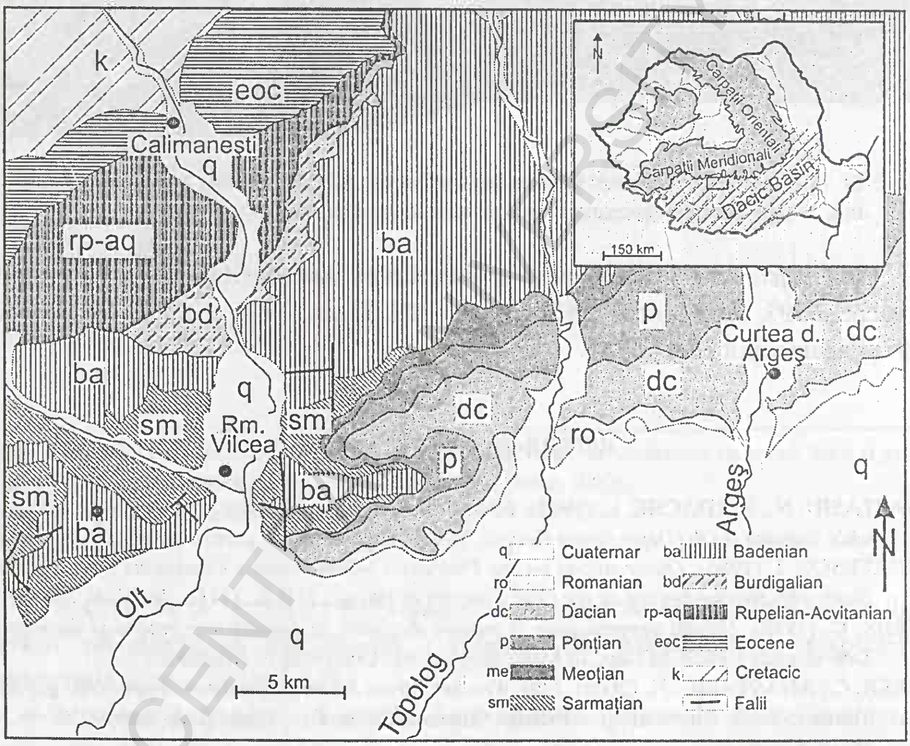



Fig. 3.85. Localizarea perimetrului şi a deschiderilor cu ocurenţe siliciclastice meoţiene, ponţiene şi daciene cuprinse între văile Topolog şi Olt.

*Obiectul studiului*: arealul cercetat, identificat cu „bazinul de sedimentare” la nivelul Meoţianului, Ponţianului şi Dacianului, este amplasat foarte aproape de aria-sursă, pe rama sudică a Dacidelor mediane (Săndulescu, 1984), respectiv a cristalinului Coziei şi în extremitatea nord – nord-estică a Depresiunii Getice, între văile Topolog şi Olt, la nord de anticlinalul Govora – Ocnele Mari şi prelungirea sa estică (fig. 3.85).

*Autorii*: Anastasiu, Iordache, 1993.

***Scopul studiului***: reconsiderarea vechilor descrieri stratigrafice şi identificarea faciesurilor siliciclastice, caracterizarea asociaţiilor de facies şi reconstituirea mediilor depoziţionale prin analiză secvenţială; realizarea unei baze de date capabilă să ofere un termen de referinţă pentru clastitele Bazinului Dacic, respectiv, ale domeniului Paratethis (central şi estic). Abordarea prin analiză faciesală, ca o nouă cale de descifrare a localizării zăcămintelor de cărbuni, a geometriei colectorilor pentru hidrocarburi şi a unor posibile ocurenţe metalifere (paleoplacers-uri).

***Tehnicile utilizate***: examenul *secvenţelor* – ca unităţi genetice sau faciesale – s-a sprijinit pe un algoritm care a inclus:

– conturarea *litonilor* – unităţi de sedimentare omogene din punct de vedere textural, structural şi/sau compoziţional; delimitare, grosime şi geometrie;

– distribuţia granulometrică şi morfometrică a clastelor şi aprecierea uniformităţii distribuţiei granulometrice (sortarea litonilor);

– examenul petrografic (stabilirea petrofaciesului ca unitate litologică depoziţională);

– analiza elementelor planare şi liniare exprimate prin structofacies (structuri sedimentare construcţionale şi erozionale);

– tendinţa de succesiune a litonilor şi delimitarea secvenţelor faciesale; stabilirea discontinuităţilor erozionale (*erosional surface unconformity*) şi non-depoziţionale (*correlative conformity*);

– spectrul granulometric vertical şi indicele de stratificaţie reflectat în asociaţiile de secvenţe („megasecvenţe").

Fig. 3.86. Principalele staţii în care au fost identificate faciesurile depoziţionale A–L şi au putut fi separate secvenţe de facies (după Anastasiu, Iordache, 1993).

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

*Faciesurile descriptive*: separate pe criterii granulometrice şi structurale; semnificaţiile lor procesuale şi depoziţionale sunt sintetizate în tabelul 3.24 şi fig. 3.86.

*Tabelul 3.24*

Faciesurile depoziţionale şi caracteristicile lor

| Facies | Denumirea faciesului | Structofacies grosimi (cm) | Interpretare procese | Medii depoziţionale |
|---|---|---|---|---|
| F.A | Faciesul argilo-siltic–ritmic | Laminaţie paralelă continuă şi discontinuă (seturi cu grosimi de 1–5 cm) sau aspecte masive, neorganizate | Depunere predominantă din suspensii, sub baza valurilor de furtună | Şelf (*offshore*) |
| F.B | Faciesul heterolitic | Laminaţii paralele, stratificaţii lenticulare şi stratificaţii ondulate | Intensificarea aportului epiclastic, în momente de inundaţie | Sublitoral (*nearshore* sau *transition zone*) |
| F.C | Faciesul amalgamat–*flaser* | Laminaţii paralele, stratificaţii oblice în unghi mic, structuri de tip *flaser* sau ondulate | Reprelucrări de sedimente în perioade de calm şi într-un cadru bazinal puţin adânc | Sublitoral (*outershoreface*) |
| F.D | Faciesul nisipos, oblic-stratificat | Corpuri oblic-concoide (50 – 60 cm) întretăiate erozional | Valuri refractate în ape foarte puţin adânci | Plajă submersă - cordon (bară) |
| F.E | Faciesul tempestitic, bioclastic, heterolitic | Neorganizat, uneori granoclasat şi/sau obliterat prin bioturbaţie | Depozite de furtună (*storm deposits, surf zone* ?) | Litoral |
| F.F | Faciesul pietrişos ondulat | Stratificaţie oblic-concoidă | | Şelf (*offshore*) |
| F.G | Faciesul heterolitic-compozit; pietrişuri şi nisipuri oblic stratificate | Stratificaţie oblic-concoidă cu limite erozionale; galeţi moi; fiecare set este granoclasat normal | Depuneri din sarcină de fund; local, curgeri gravitaţionale (prăbuşiri de maluri) | Canal aluvial (*channel*) |
| F.H | Faciesul argilo-siltic, paralel laminat | Neorganizat şi paralel laminat | Depuneri prin agradare, din suspensii, în timpul viiturilor (*high stand level*) | Câmpie aluvială (*aluvial plain, overbank*) |

BCU IASI CENTRALA UNIVERSITARA LIBRARY

*Tabelul 3.24 (continuare)*

| | | | | |
|---|---|---|---|---|
| F.I | Faciesul nisipos, oblic-stratificat | Stratificaţie oblic-tabulară | Dezvoltat în condiţiile unui eustatism pozitiv | Bermă, plajă submersă (*beach face*) |
| F.J | Faciesul pietrişos, în „pânze" | Slabe imbricaţii | | Plajă transgresivă (*transgresive lag*) |
| F.K | Faciesul nisipos, *hummocky* – tempestitic | *Hummocky* şi *swale* | Acţiunea valurilor de furtună | Sublitoral (*shoreface*) |
| F.L | Faciesul nisipos, paralel şi oblic-stratificat | Stratificaţii oblic-concoide şi paralele | Depuneri în apropierea unei guri cu aport riveran, depuneri preluate de curenţii de retur | Micro-deltaic (*tidal delta*) |

**Faciesul A**: *argilo-siltic – ritmic.*

*Ocurenţă*: Râpa Mare (pct. 28), V – Goleşti (26) – la nivelul Meoţianului; Râpa Malului (11,12) – la nivelul Ponţianului; Râpa Stejarului (4–5), (29, 32) – la nivelul Dacianului.

*Limite*: nete, neerozionale (în bază) şi gradate (la top; aici uneori însoţită de ondulaţii de valuri).

**Faciesul B**: *heterolitic.*

*Ocurenţă*: Râpa Mare (26,28), Goleşti (26) – la nivelul Meoţianului; Râpa Malului (11) – la nivelul Ponţianului; Râpa Stejarului (7) – la nivelul Dacianului.

*Limite*: neerozionale, nete şi/sau gradate când apare interstratificat cu faciesul A şi gradate când trece la faciesul C.

**Faciesul C**: *amalgamat–flaser.*

*Ocurenţă*: Râpa Mare (27, 28), Goleşti (26) – la nivelul Meoţianului; Râpa Malului (11, 12) – la nivelul Ponţianului; Râpa Stejarului (7) – la nivelul Dacianului.

*Limite*: baza este neerozională, gradată sau netă. Topul este net, neeerozional, când urmează faciesul A (28) sau marcat de o suprafaţă erozională, când este acoperit de faciesul D (26) sau G (28).

**Faciesul D**: *nisipos, oblic-stratificat.*

*Ocurenţă*: V – Goleşti (26), (28) – la nivelul Meoţianului; Râpa Malului (11) – la nivelul Ponţianului; nu a fost întâlnit în Dacian.

BCU IASI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

*Limite*: nete, neerozionale, în bază, şi gradate, uneori însoţite de ondulaţii de valuri, în top.

**Faciesul E**: *tempestitic, bioclastic, heterolitic.*

*Ocurenţă*: Râpa Mare (28) – la nivelul Meoţianului; Râpa Malului (11,12 – metrul 0,7–4 – la nivelul Ponţianului; Râpa Stejarului (7), (29) la nivelul Dacianului.

*Limite*: nete, plane; neerozionale şi, posibil, erozionale în bază.

**Faciesul F**: *pietrişuri ondulate.*

*Ocurenţă*: Râpa Mare – la nivelul Meoţianului.

*Limite*: baza dreaptă, plană, iar topul ondulat asimetric.

**Faciesul G**: *heterolitic-compozit*; pietrişuri şi nisipuri oblic-stratificate.

*Ocurenţă*: Râpa Mare (28), Valea Oancii (35) – la nivelul Meoţianului; Râpa Stejarului (7), (19) şi (21), la nivelul Dacianului.

*Limite*: baza erozională, cu relief pronunţat, uneori însoţite de cruste de oxidaţie (probabil diagenetice); topul net, plan, neerozional.

**Faciesul H**: *argilo-siltic, paralel laminat.*

*Ocurenţă*: Valea Oancei (35), Goleşti (26), Râpa Mare (28) – la nivelul Meoţianului; nu a fost întâlnit la nivelul Ponţianului şi Dacianului.

*Limite*: nete, neerozionale în bază şi erozionale în top.

**Faciesul I**: *nisipos, oblic-stratificat.*

*Ocurenţă*: în Râpa Malului, la nivelul Ponţianului

*Limite*: nete, neerozionale în bază, erozionale la partea superioară.

**Faciesul J**: *pietrişos, în „pânze".*

*Ocurenţă*: Râpa Malului, la distanţele de 6 şi 10 m, numai la nivelul Ponţianului.

*Limite*: nete, neerozionale sau erozionale în bază şi plane sau gradate în partea superioară.

**Faciesul K**: *nisipos, hummocky – tempestitic.*

*Ocurenţă*: numai în Valea Slatina, la nivelul Meoţianului.

*Limite*: bază erozională, marcată de intraclaste lutitice şi/sau bioclaste; topul este neerozional, gradat, parţial ondulat simetric.

**Faciesul L**: *nisipos, paralel* şi *oblic-stratificat.*

*Ocurenţă*: La Castani şi Dl. Ghicioara (19 şi 21) – la nivelul Dacianului.

*Limite*: baza erozională, topul vălurit, net.

***Asociaţiile de faciesuri şi arhitecturile specifice***: autorii au sesizat în cadrul faciesurilor separate (A,B,C.....) următoarele relaţii interfaciesale şi au identificat tendinţele secvenţelor de facies la nivelul deschiderilor examinate (fig. 3.87, 3.88):

BCU IASI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

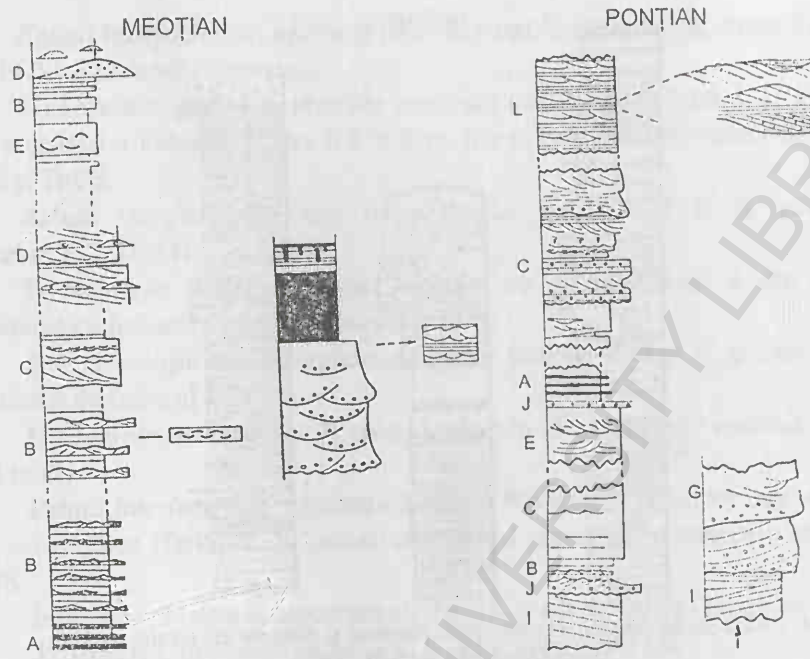



Fig. 3.87. Asociaţii de facies în secvenţele meoţiene şi ponţiene din arealul cercetat (după Anastasiu, Iordache, 1993).

**A)** *Relaţii interfaciesale*: faciesul A apare, de regulă, în baza deschiderilor naturale (şi defineşte suprafeţe structurale); spre partea superioară trece, treptat, la faciesul B, dar apare şi interstratificat cu acesta (caz în care limita inferioară este netă, iar cea superioară, gradată). La nivelul Dacianului suportă fie faciesul C, fie faciesul E.

**B)** *Secvenţe*: individualizate sub formă de corpuri quasitabulare, cu grosimi de la 0,6 la 5,5 m. Cele mai frecvente sunt secvenţele CUS şi TkU.

*Relaţii interfaciesale*: cel mai adesea repauzează pe faciesul A; poate fi interstratificat cu faciesurile A, E, F; la partea superioară trece la faciesul C, fie gradat, fie prin intermediul unui termen silto-arenitic a cărui structură internă a fost obliterată prin bioturbaţie.

**C)** *Secvenţe*: grosimea secvenţei faciesale este cuprinsă între 2,5 şi 6 m. Ea este alcătuită din microsecvenţe (10–50 cm grosime) construite din succesiuni de tipul: limită bazală netă şi/sau erozională; laminaţie paralelă; stratificaţie oblică cu discordanţe intrastratale, laminaţie oblică cu topul ondulat şi profil simetric, stratificaţie tip *flaser*. Limita superioară este marcată de un nivel lutitic. Lateral, laminaţia oblică este însoţită de ondulaţii ascendente de curent. Coseturile cu laminaţie paralelă sunt dezvoltate spre partea superioară a secvenţei, sens în care creşte şi scara microsecvenţei. Asociaţiile de microsecvenţe (de regulă, de tip FUS) generează macrosecvenţe de tip CUS şi TkU.

BCU CLUJ "LUCIAN BLAGA" UNIVERSITY LIBRARY

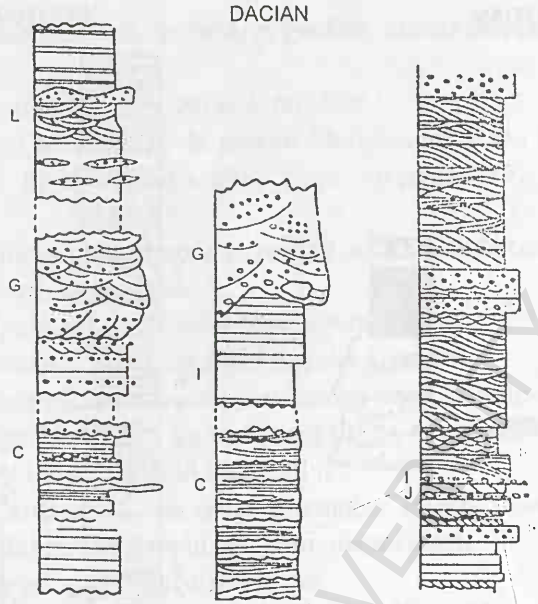



Fig. 3.88. Asociații de facies în secvențele meoțiene și ponțiene din arealul cercetat (după Anastasiu, Iordache, 1993).

*Relații interfaciesale*: spre partea inferioară secvența trece gradat la faciesurile A sau B, iar spre partea superioară este delimitată net (erozional) de faciesurile D, G și H (neerozional) și faciesul A.

D) *Secvențe*: cu grosimi de 4,5 m și geometrie lenticulară; au ușoară tendință de TnUS și FUS când trece la faciesul B.

*Relații interfaciesale*: repauzează gradat peste faciesul C; la partea superioară trece gradat la faciesul B (transgresiune lentă/depozițională) sau poate fi succedată de *lag*-uri ruditice ale faciesului J (transgresiune rapidă/erozională). În secțiunea de la Râpa Malului, partea superioară a faciesului D (între metrul 9 și 10) este compusă din bioclaste oblic stratificate ce pot fi interpretate ca un facies conservat parțial după transgresiunea erozională de *lag*-uri ruditice de la metrul 10.

E) *Secvențe*: corpuri de până la 40 cm grosime cu secțiune traversală lenticulară, mai groase la nivelul Ponțianului.

*Relații interfaciesale*: repauzează neerozional pe faciesul B sau erozional pe faciesul D; suportă printr-un contact net, neerozional, faciesul I. Aglomerările de bioclaste apar interstratificate cu faciesul B, iar nivelele puternic bioturbate apar la partea superioară a aceluiași facies.

F) *Secvențe*: de tip FUS/TnUS, cu grosimi de 0,5 m și continuități laterale remarcabile.

BCU CLUJ / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

*Relații interfaciesale*: secvență rară interstratificată la limita dintre faciesul B (tip FUS) și faciesul A (masiv).

G) *Secvențe*: grosimea seturilor concoide este cuprinsă între 5 și 50 cm, iar cea a canalelor colmatate între 0,5 și 8 m. Secvențele bine delimitate sunt de tip FUS și TnUS.

*Relații interfaciesale*: este intim asociat cu faciesul H și încastrat în faciesurile C, D și H.

H) *Secvențe*: definesc corpuri tabulare cu grosimi de la 1 dm la 4 m; împreună cu faciesul G definesc secvențe FUS.

*Relații interfaciesale*: repauzează peste faciesul G sau C și este acoperit erozional de faciesul G.

I) *Secvențe*: se recunosc în corpuri tabulare (2 m grosime) continui (30 m și mai mult).

*Relații interfaciesale*: repauzează net pe faciesul E. Topul lor este marcat de *lag*-uri ruditice (faciesul J). Succesiunea E–I–J constituie o megasecvență de tip CUS.

*Interpretare* (sistem depozițional): bermă, plajă submersă (*beach face*).

J) *Secvențe*: împreună cu faciesul B determină tipul FUS.

*Relații interfaciesale*: este depus erozional peste faciesul D sau I și neerozional peste B; este succedat de faciesuri distale de tip A sau B.

K) *Secvențe*: succesiunea verticală de structuri determină o secvență ideală de tip *hummocky* (HCS), a cărei grosime nu depășește 50 cm. Se aseamănă cu microsecvențele faciesului C.

*Relații interfaciesale*: ca și faciesurile E (cu care se asociază) sau F, faciesul K se intercalează accidental în ritmitele faciesului heterolitic.

L) *Secvențe*: tip FUS și TnU.

*Relații interfaciesale*: este cuprins între faciesurile C (în bază) și G sau H (la partea superioară). Ocupă o poziție echivalentă faciesului de plajă (I) de la nivelul Ponțianului.

***Modelul de facies; evoluțiile depoziționale***. *Modelul static*. Faciesurile depoziționale descrise și interpretate se succed în cadrul unor megasecvențe faciesale.

Într-un asemenea areal, dinspre larg spre continent, s-au succedat trei domenii de sedimentare (fig. 3.89):

– mediul bazinal distal, cu faciesurile A, B și C;

– mediul de coastă (litoral), cu faciesurile F, E și K;

– mediul fluvio-deltaic, cu faciesurile L, G și H, la care rarele ocurențe de cărbuni din perimetru pot indica și asocierea temporară a unor domenii paludale.

BCU IAȘI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

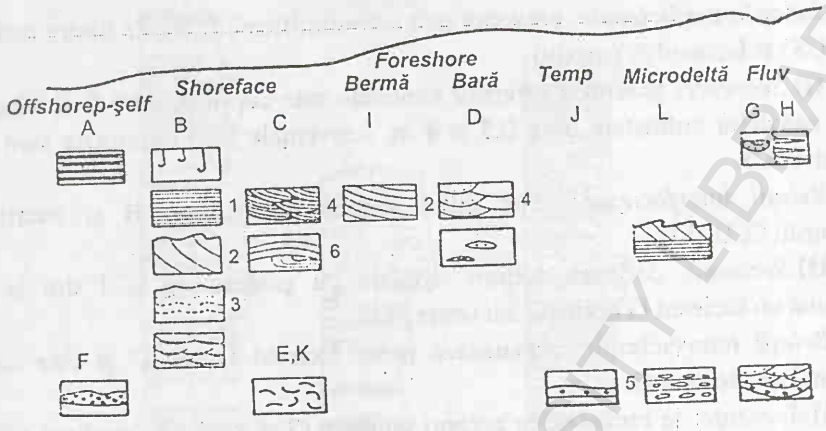



Fig. 3.89. Tipuri de facies şi medii depoziţionale în secvenţele meoţiene, ponţiene şi daciene din arealul cercetat (după Anastasiu, Iordache, 1993).

Distribuţia faciesurilor arenitice a fost controlată de raportul relativ dintre aportul terigen continental (maxim în perioadele de inundaţie) şi redistribuirea acestui material în apropierea ţărmului sau spre larg, prin intermediul valurilor, alternativ, normale şi de furtună (fig. 3.90).

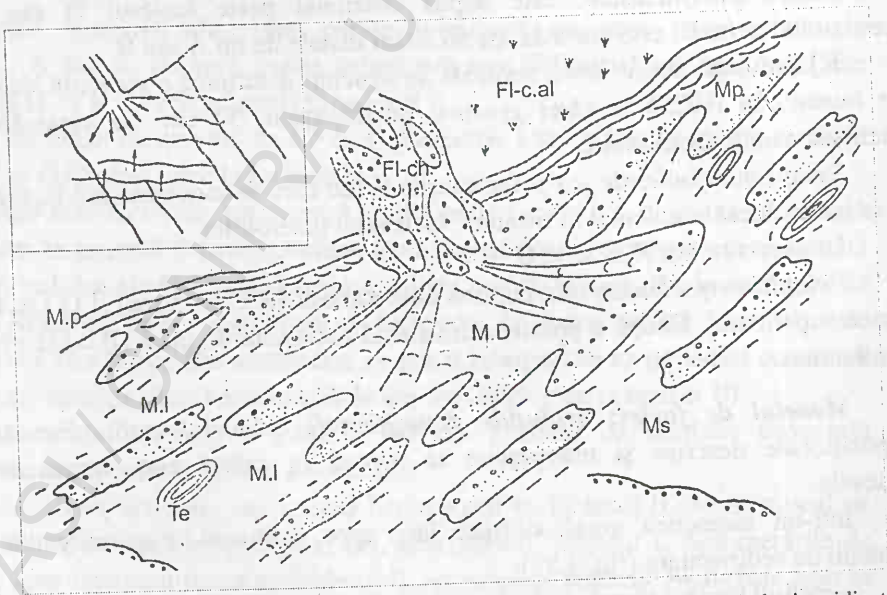



Fig. 3.90. Model de facies construit pe baza secvenţelor separate în coloanele litologice ridicate în formaţiunile neogen superioare din nord-estul Depresiunii Getice (după Anastasiu, Iordache, 1993).

*Modelul dinamic*. Într-o margine continentală activă – aşa cum s-a comportat avanfosa carpatică şi în timpul Neogenului superior – evoluţia procesului de

BCU IAŞI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

sedimentare a fost controlată, în special, de factori geotectonici (relaţia înălţare/subsidenţă) şi eustatism (cu influenţe notabile asupra poziţiei liniei ţărmului). Astfel, spaţiul de sedimentare s-a deplasat succesiv când spre domeniul continental, când spre cel marin. Înaintarea sau retragerea faciesurilor marine (A, B, C, K, E, I), intercalaţiile temporale şi areale ale acestora cu cele de tip continental (L, G, H) sugerează modificări ambientale rapide care au avut loc în Neogenul superior în acest sector al Bazinului Dacic (fig. 3.91).

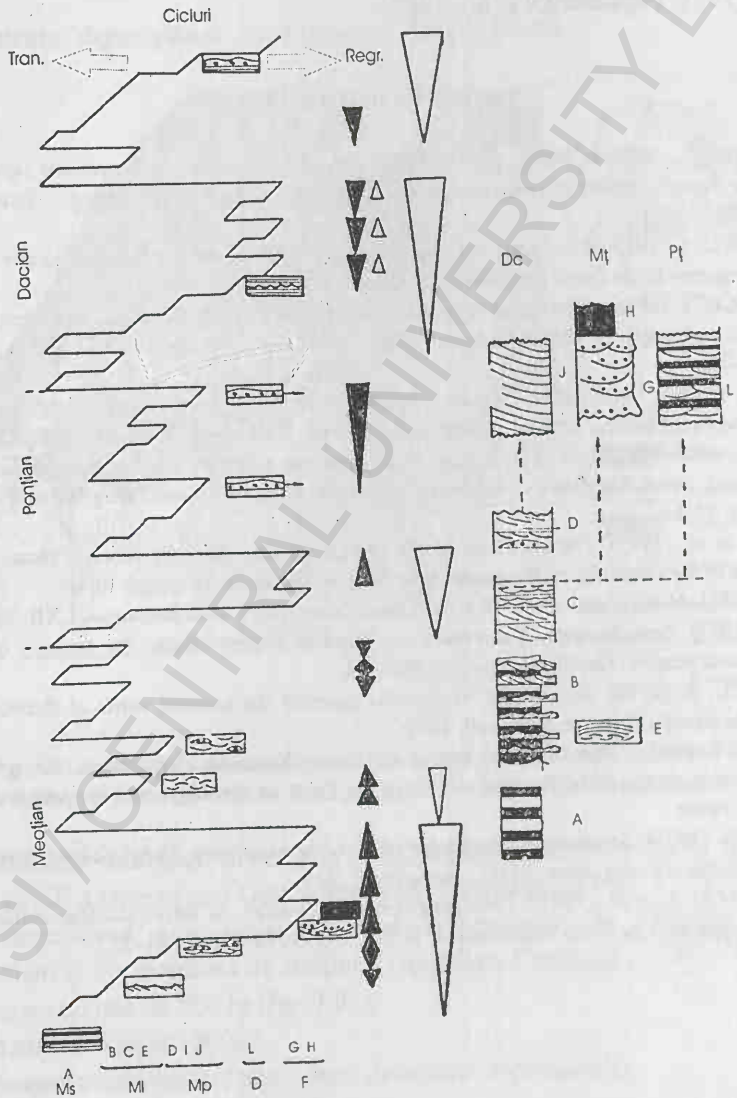



Fig. 3.91. Cicluri şi secvenţe transgresiv/regresive în suitele neogen superioare din nord-estul Depresiunii Getice (după Anastasiu, Iordache, 1993).

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Se impune, de asemenea, să subliniem posibilitatea variațiilor rapide de faciesuri în spații relativ limitate și să nu fim de acord cu generalizările care acceptă, pentru Bazinul Dacic, existența unui singur sistem depozițional.

***Referințele anterioare legate de trăsături ale sistemului depozițional***: Anastasiu, Iordache, 1993; Andreescu, 1983, 1986; Derer, 1999; Derer, Anastasiu, 2001; Enciu *et al.*, 1995; Jipa, 1983, 1997; Marinescu, 1978; Mațenco, 1997; Mihăilă, 1971; Papaianopol *et al.*, 1987.

## REFERINȚE BIBLIOGRAFICE


ANASTASIU, N., IORDACHE, L. (1993). *Faciesurile depoziționale ale Neogenului superior dintre văile Topolog și Olt (Depresiunea Getică).* St. cercet. geol. geofiz. geogr., Seria geol., 38, 41–56.

ANDREESCU, I. (1983). *Biochronology and Chronostratigraphy of the Upper Pliocene and Lower Pleistocene in the Dacic Basin.* An. I.G.G., LIX, 153–160.

ANDREESCU, I. (1986). *Observations on the Pliocene Coal Formation Conditions from the Dacic Basin with Special Regard on the Coal Complex of Oltenia.* D.D.S., I.G.G., 70–71(4), 203–218.

DERER, C. (1999). *Unități depoziționale și modele de facies în depozitele ponțiene și daciene din Depresiunea Getică.* În Dept. of Mineralogy, p. 68. Bucharest: University of Bucharest.

DERER, C., ANASTASIU, N. (2001). *Fair-Weather versus Storm Influence on Upper Neogen delta Systems, South Carpathians Foredeep, Romania.* Mitt. Ges. Geol. Berg-baustud. Oterr., 45, Wien, 57–66.

ENCIU, P. *et al.* (1995). *The evolution of the Climate during Pliocene–Lower Pleistocene in the South of the Dacic Basin.* Romanian Journal of Stratigraphy, 76 (suppl. 8), 67.

JIPA, D. (1983). *Molasse and marginal geosynclinal facies.* An. I.G.G., București, LXII, 251–255.

JIPA, D. (1997). *Late Neogene–Quaternary evolution of Dacian Basin. An analysis of sediment thickness pattern.* Geo/Eco/Marina, 2, 127–134.

MARINESCU, F. (1978). *Stratigrafia Neogenului superior din sectorul vestic al Bazinului Dacic.* Ed. Academiei Române, București, 140 p.

MAȚENCO, L. (1997). *Tectonic Evolution of the Outer Romanian Carpathians. Constraints from kinematic analysis and flexural modelling.* În Dept. of Geology, p. 160. Amsterdam: Vrije Universiteit.

MIHĂILĂ, N. (1971). *Stratigrafia depozitelor pliocene și cuaternare dintre Valea Oltului și Valea Vâlsanului.* St. tehn. econ., I.G.G., București, 7, 245.

PAPAIANOPOL, I. *et al.* (1987). *Paleogéographie du Pontien du Basin Dacique insistant sur le developpement du facies charbonneux.* D.D.S., I.G.G., 72–73(4), 261–275.


BCU IAȘI - CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

## 5.18. FORMAŢIUNEA DE CHEIA

*Localizarea*: Depresiunea Getică
(Forelandul deformat al Carpaţilor Meridionali)
*Vârsta*: Oligocen (Rupelian – Chattian inf.)

***Sistemul depoziţional***: deltă grosieră (Roban, 2006).

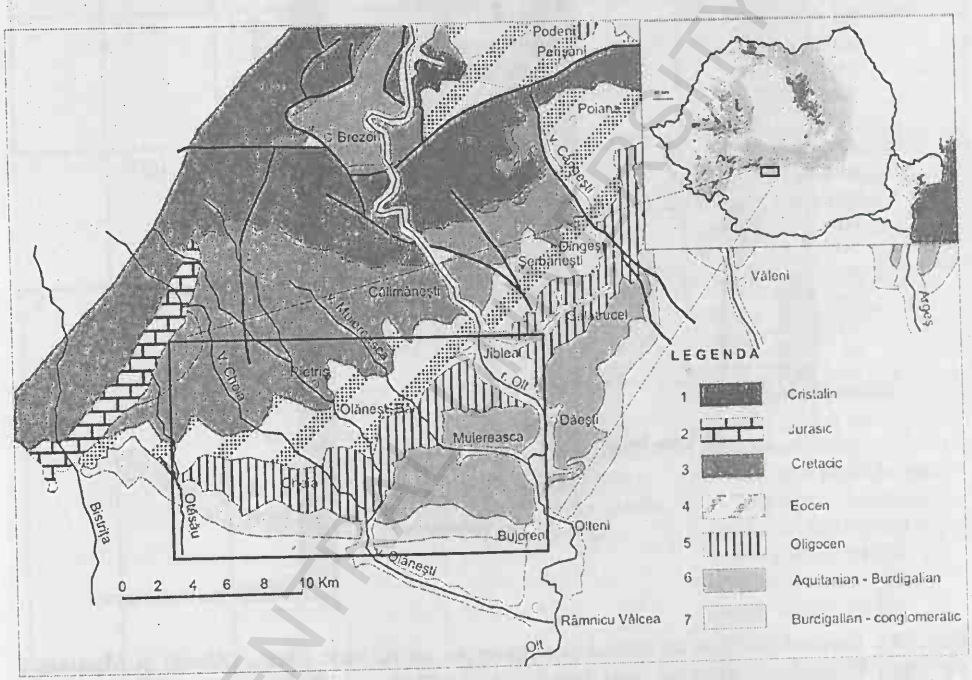



Fig. 3.92. Localizarea arealului cercetat: Paleogenul din nord-estul Depresiunii Getice, văile Cheia, Olăneşti şi Muiereasca (după Harta geologică a României, 1: 200 000, foaia Piteşti, 1967).

***Obiectul studiului***: depozitele conglomeratice ale Formaţiunii de Cheia din partea de NE a Depresiunii Getice între văile Otăsău şi Olt (fig. 3.92).

Formaţiunea este încadrată între Formaţiunea de Olăneşti (Luteţian–Priabonian) şi Formaţiunea de Brăduleţ (Rupelian–Chattian) şi are pe Valea Cheia o grosime maximă de 500 m (fig. 3.93).

***Autorul***: Roban (2006).

***Scopul studiului***: reconstituirea sistemului depoziţional.

***Tehnicile utilizate***: analiza de facies.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

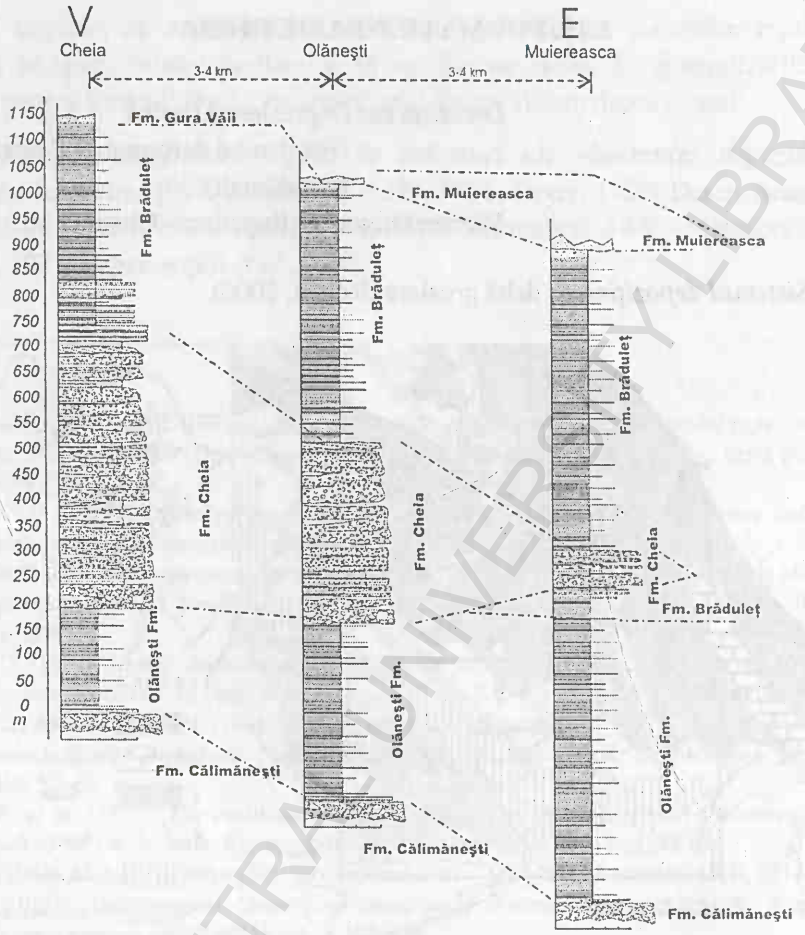



Fig. 3.93. Coloane sintetice ale depozitelor paleogene de pe văile Cheia, Olăneşti şi Muierească. Pe Valea Muierească, conglomeratele Formaţiunii de Cheia se efilează în depozitele Formaţiunii de Brăduleţ (Roban, 2006).

***Faciesurile descriptive***: în arealul cercetat au fost identificate 16 faciesuri depoziţionale codificate după Ghibaudo (1992), cu modificări. Interpretarea hidrodinamică a trăsăturilor faciesale s-a realizat în conformitate cu clasificarea şi terminologia curgerilor gravitaţionale propusă de Mulder şi Alexander (2001) (tabelul 3.25 şi fig. 3.94).

BCU IAŞI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

*Tabelul 3.25*

Descrierea și interpretarea faciesurilor

| Nr. crt. | Cod | Facies, petrotipuri | Grosime, trăsături sedimentologice | Interpretare Procese hidrodinamice |
|---|---|---|---|---|
| 1 | G m | Paraconglomerate (brecii), cu matrice nisipoasă, masive | 0,3 – 6 m Claste de ordinul blocurilor; contacte libere; matrice arenitică sortare slabă. Variații laterale de facies G $g_n$; G $g_i$ | Curgeri dense, hiperconcentrate cu variații reologice transversale și longitudinale |
| 2 | G ms | Para-ortoconglomerate masive, claste cu fabric planar (matrice arenitică) | 0,2 – 3 m Sortare slabă. Stratificație difuză | Curgeri dense, hiperconcentrate, vâscoase |
| 3 | G $g_n$ | Para-ortoconglomerate granoclasate normal | 0,2 – 1,5 m Asociate intim cu faciesurile G m. Există situații când baza este erozională | Curgeri dense, hiperconcentrate, cu tranziții laterale spre curgeri turbulente sau turbiditice |
| 4 | G $g_i$ | Para-ortoconglomerate granoclasate invers | 0,15 – 1 m asociate intim cu faciesurile G m | Curgeri dense, hiperconcentrate cu reologie variabilă; coliziune intergranulară |
| 5 | MyG $sg_i$ | Paraconglomerate granoclasate invers, cu tendință de stratificație paralelă difuză | 2 m Facies organizat, cu limite nete și plane; în top, clastele devin blocuri. Matricea este bogată în argilă | Curgeri tranziționale coezive spre dense hiperconcentrate Stratificația paralelă este dată de alinierea clastelor paralel cu stratificația și granoclasarea inversă; caracterul vâscos, spre plastic al unei curgeri laminare |
| 6 | GS s | Cupluri conglomerate și gresii cu stratificație orizontală | 0,2 – 1 m Alternanță de arenite grosiere/rudite fine (*granules*) și nivele ruditice (*pebbles*) Clastele grosiere au fabric planar | Curgeri dense concentrate, covoare de tracțiune; posibil să derive dintr-o curgere densă hiperconcentrată |
| 7 | GyS m/s | Gresii masive cu claste ruditice, uneori orientate paralel cu stratificația | 0,2 – 3 m Facies bipartit format din claste ruditice prinse în arenite masive sau cu laminație paralelă Ruditele apar răspândite neuniform sau formează nivele cu grosimea diametrului lor | Faciesurile ruditice se formează prin procese de cădere gravitațională, derivate din curgeri dense hiperconcentrate (*single-grain debris fall* și *outrunning of large clasts*) (Sohn *et al.*, 1997) |

BCU IAȘI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

*Tabelul 3.25 (continuare)*

| | | | | |
|---|---|---|---|---|
| 8 | S m | Gresii masive | 0,2–1,5 m<br>În asociere cu faciesurile Gm, Gg<br>Efilări laterale, uneori cu bază erozională | Curgeri dense, concentrate |
| 9 | S l | Gresii cu laminație paralelă difuză orizontală | 0,2–0,8 m<br>În asociere cu faciesurile Gm, Gg<br>Efilări laterale, uneori bază erozională | Curgeri dense, concentrate |
| 10 | MT l | Cupluri argile-siltite cu laminație paralelă orizontală | Unități de 0,1–0,5 m<br>Un cuplu are o grosime de max. 1 cm | Curgeri turbiditice și depuneri hemipelagice |
| 11 | M m/l | Argile masive/ laminație paralelă | 0,01–0,3 m<br>Argilele au culori diferite, verzi cenușii și negre | Curgeri turbiditice *sensu stricto* și depuneri hemipelagice |
| 12 | M $m_{ch}$ | Marne masive, laminate | 0,02–0,4 m<br>Continuitatea laterală nu este întocmai bună, întâlnindu-se și forme nodulare. Bogate în nanoplancton calcaros | Depuneri hemipelagice<br>Îmbogățire diagenetică în $CaCO_3$ |
| 13 | MyG/ GyM m | Paraconglomerate/ diamictite, masive | 1,5–3 m<br>Claste ruditice de dimensiuni variabile, până la blocuri, prinse într-o matrice argiloasă<br>Proporția ruditelor variază de la 5 la 80% | Curgeri coezive, cu matrice mâloasă<br>*Debris flow/mud flow* |
| 14 | MyG s | Paraconglomerate cu matrice argiloasă și galeți argiloși de dimensiuni mari dispuși paralel cu stratificația generală | 0,3–0,8 m<br>(*Raffted clasts*)<br>Galeții argiloși au lungimi decimetrice și fabric planar | Stadiu tranzițional între curgeri dense, coezive și turbulente |
| 15 | H | Blocuri haotice | Max. 5 m în diametru<br>Se întâlnesc peste tot în cadrul formațiunii | Căderi, rostogoliri de blocuri – *debris fall* |
| 16 | MTs $_{cvl}$ | Cupluri argile și silturi cu laminație convolută | 0,1–0,5 m | Deplasări plastice, sindeformaționale – *slump* |

***Asociațiile de faciesuri și arhitecturile specifice***. Pe întreaga sa grosime (în Valea Cheia), formațiunea prezintă o tendință de scădere a granulometriei și creștere a indicelui de stratificație spre partea superioară (FUS, TNUS), deși această tendință este complicată de prezența blocurilor de dimensiuni foarte mari, răspândite aleatoriu. Pe Valea Olăneşti, în zona estică, se constată pe alocuri o distribuție inversă, de creștere a granulometriei spre top (fig. 3.95).

BCU CLUJ / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

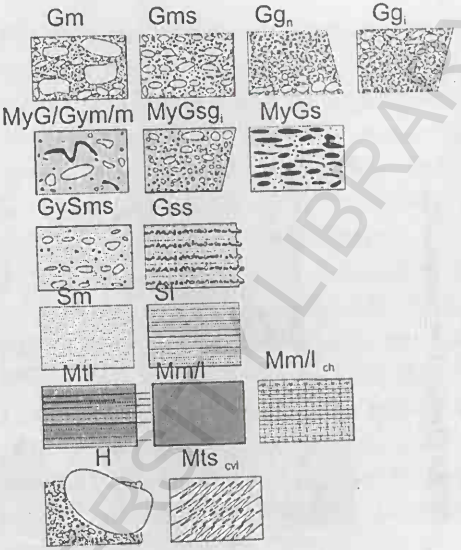



Fig. 3.94. Faciesurile depoziţionale separate în Formaţiunea de Cheia (Roban, 2006).

În cadrul macrosecvenţei principale (V. Cheia), se pot separa secvenţe de ordin inferior, de tip masiv, secvenţe cu trend FUS şi bază erozională sau secvenţe cu tendinţă de creştere a grosimii stratelor şi topul convex. Partea superioară, mai organizată, este formată din conglomerate stratificate în alternanţă cu faciesuri mixte – *cupluri* de gresii şi argile. La contactul cu Formaţiunea de Brăduleţ, tranziţia este marcată de faciesuri haotice, deformaţionale şi diamictitice, cu claste de dimensiuni foarte mari.

Genetic, asociaţiile sunt rezultatul mai multor tipuri de curgeri pe pantă, dense, coezive şi necoezive, care au generat corpuri cu geometrii diferite: I) *conuri debritice;* II) *canale şi jgheaburi;* III) *lobi;* IV) *pânze conglomeratice;* V) *forme neregulate rezultate în urma curgerilor plastice.*

*Asociaţia I – Conuri debritice.* Este întâlnită atât în partea inferioară a formaţiunii, cât şi în cea mediană şi atinge grosimi de 2 – 10 m. Are în alcătuire paraconglomerate grosiere de dimensiunea pietrişurilor şi blocurilor cu structură masivă cu matrice grezoasă şi microconglomeratică. Sortarea şi continuitatea laterală sunt slabe. Sunt frecvente schimbările laterale şi verticale de facies. Astfel, paraconglomeratele (Gm) trec rapid spre conglomerate cu granoclasare inversă (Ggi); conglomerate cu stratificaţie paralelă difuză indusă de fabricul planar (Gms) şi conglomerate cu granoclasare normală (Ggn). Pe alocuri, se găsesc aglomerări de claste care imprimă un caracter ortoconglomeratic, dar şi blocuri haotice până la 5 m în diametru.

Curgerile dense hiperconcentrate (*cohesionless debris flows*) şi căderile de blocuri (*debris fall*) sunt principalele procese care au condus la formarea acestor conuri debritice. Variaţiile bruşte de facies pot fi explicate prin reologia diferită a valurilor debritice (*surge*) de la partea frontală spre coadă, unde componenta turbulentă atinge valori mari.

BCU IAŞI - CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

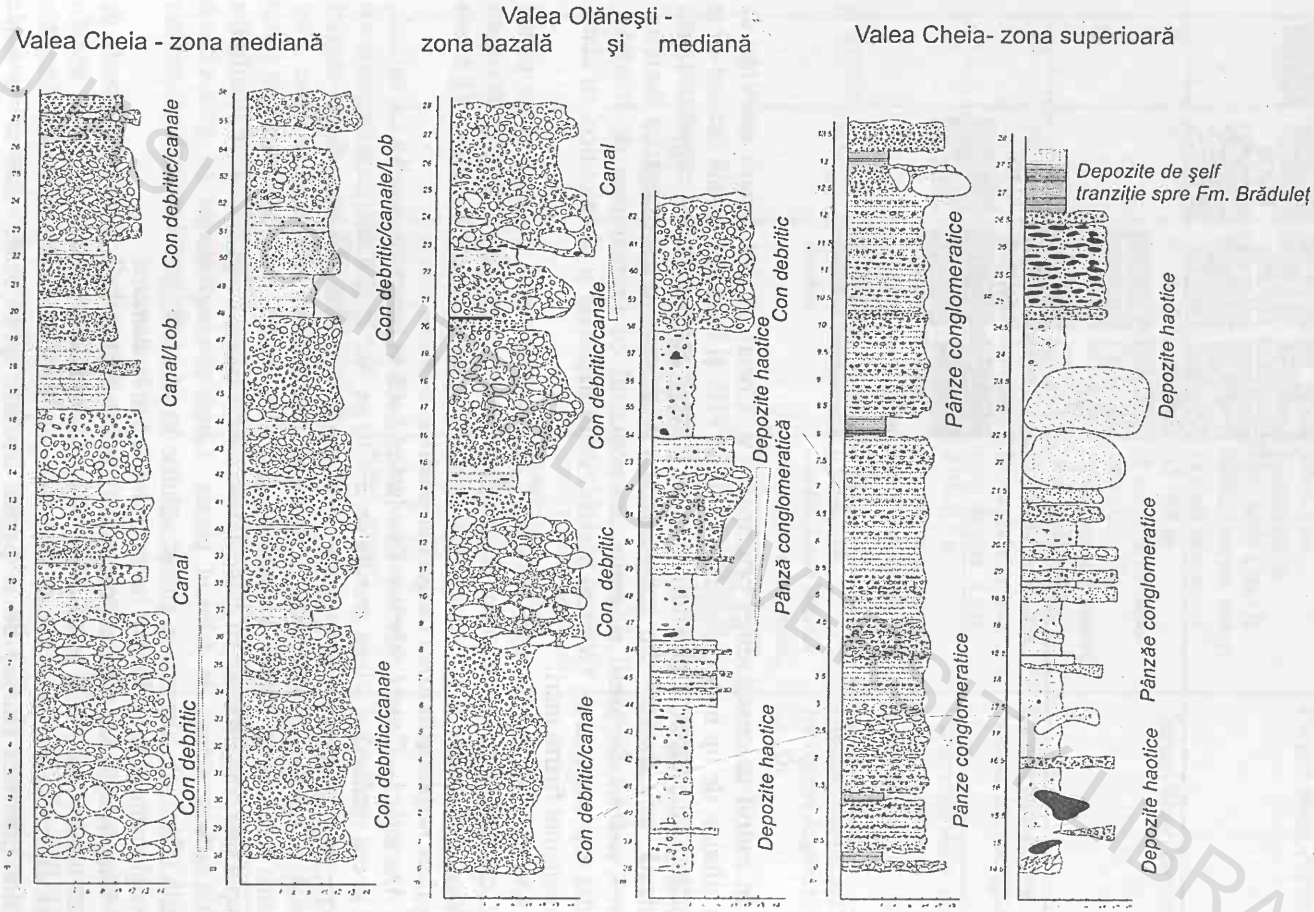



Fig. 3.95. Asociaţiile de facies ale Formaţiunii de Cheia: conuri debritice, canale,lobi, pânze conglomeratice şi depozite haotice. Acestea aparţin unui sistem de deltă grosieră, zona frontală (Roban, 2006).

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

*Asociaţia II – Canale şi jgheaburi.* Baza canalelor este erozională iar umplutura lor formează secvenţe FUS, de până la 5–6 m. Extinderea laterală este de până la 30 m. Secvenţele sunt compuse din ortoconglomerate cu granoclasare normală, cupluri – conglomerate, gresii cu laminaţie paralelă, gresii masive şi gresii cu laminaţie paralelă. Aceste faciesuri sunt rezultatul curgerilor dense hiperconcentrate şi concentrate, canalizate, unde mecanismul de susţinere al clastelor este interacţiunea granulară şi subordonat turbulenţa şi forţa matricei.

*Asociaţia III – Lobi.* Canalele şi jgheaburile se asociază pe verticală şi în lateral cu faciesurile de lob alcătuite din: cupluri microconglomerat/gresie (GSs), gresii conglomeratice (GyS m/s), gresii masive (Sm) şi gresii cu laminaţie paralelă (Ss). Grosimea acestor secvenţe atinge valori de până la 3 m. Extinderea laterală nu este constantă, efilându-se pe distanţe de ordinul zecilor de metri. De multe ori topul este convex, iar grosimea stratelor devine mai mare la partea superioară a secvenţelor. Lobii au rezultat prin colapsul materialului clastic canalizat la baza pantei, sugerând procese de tipul curgerilor dense hiperconcentrate şi dense concentrate de tip *grainflow* şi turbulenţe de densitate mare.

*Asociaţia IV – Pânze conglomeratice – posibile foreset-uri tip Gilbert.* În partea superioară a formaţiunii, faciesurile sunt organizate în asociaţii de 4–5 m grosime, cu limite nete, aproximativ plane şi cu extindere laterală mare. Au în alcătuire para- şi ortoconglomerate masive (Gm), cu stratificaţie difuză (Gms), ortoconglomerate cu fabric planar şi chiar imbricat (Gs), cupluri alcătuite din gresii şi microconglomerate (GSs), gresii cu laminaţie paralelă (Ss) şi, pe alocuri, claste protruzive şi haotice (H), depăşind uneori grosimea stratului gazdă. Secvenţele includ şi faciesuri lutitice de până la 40 cm (Mm, MTs). Nu sunt foarte clare tendinţele granulometrice şi stratonomice. Aceste asociaţii sunt prezente şi în partea mediană a formaţiunii, pe Valea Cheia, dar cu grosimi mai mici şi sub formă de intercalaţii. De asemenea, pe Valea Olăneşti, în partea estică, când formaţiunea se efilează spre Valea Muierească, între faciesuri argiloase şi diamictitice se găsesc intercalate asociaţii cu acelaşi tip de organizare, alcătuite din paraconglomerate cu matrice parţial argiloasă, blocuri cu fabric planar şi granoclasare inversă (MyGgi), conglomerate şi gresii interstratificate (GySs, Ss) cu o bună continuitate laterală. Asociaţiile grezoase ating grosimi de până la 4 m.

Asociaţiile faciesurilor organizate cu stratificaţie orizontală sugerează suprapunerea mai multor curgeri dense, hiperconcentrate (*cohesionless debris flow* cu fabric planar) şi concentrate (*covoare de tracţiune*) stabile în timp (Mulder, Alexander, 2001). Faciesurile arenitice şi cuplurile silt–lutit sunt rezultatul curgerilor turbulente separate din curgerile dense.

Continuitatea laterală bună denotă geometrii de pânză care ar putea reprezenta depunerea într-o etapă de echilibru a sistemului de alimentare–sedimentare, echivalente foreseturilor deltelor tip Gilbert, însă relaţia cu faciesurile de *topset* şi *bottomset* nu a fost identificată.

BCU IAŞI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

*Asociația V – Depozite haotice.* La partea superioară a formațiunii conglomeratice, pe Valea Cheia, la contactul cu Formațiunea de Brăduleț, pe o grosime de 20–25 m, se dezvoltă o asociație de depozite neorganizate, diamictice, cu matrice argiloasă (MyG m, GyM m), interstratificată, cu faciesuri conglomeratice şi grezoase cu grosimi decimetrice (Gm, Ss). Blocurile ruditice ating dimensiuni impresionante până la 3 m în diametru (fig. 3.95). Acestea sunt atât fragmente de roci metamorfice şi sedimentare, cât şi fragmente de strate grezoase şi argiloase contorsionate (argile negre). Cantitatea volumetrică a ruditelor variază între 5 şi 30%. Contactele sunt libere. Pe lângă diamictite sunt întâlnite, intercalat, şi depozite mixte conglomeratice, cu claste argiloase de dimensiuni mari, dispuse paralel cu stratificația – *raffted clasts* (MyG s). Pe Valea Olăneşti se găsesc intercalații diamictice cu grosimi de până la 5 m.

Asociația reprezintă o curgere debritică coezivă. Faciesurile interstratificate conglomeratice şi grezoase sunt formate prin procese de curgeri dense hiperconcentrate şi concentrate. Clastele haotice sunt rezultate în urma căderilor sau alunecărilor pe pante abrupte.

***Modelul de facies.*** Cadrul în care a evoluat Formațiunea de Cheia a fost marginea dinspre orogen a bazinului de tip *foredeep,* situat actual în sudul Carpaților Meridionali, dar care, în Oligocen, avea o dispoziție aproximativ N–S (Ratsbacher *et al.*, 1993; Mațenco şi Schmid, 1998). Acumularea s-a făcut pe depozona de *wedge top,* suprapusă pânzelor Getică şi Severin (Ştefănescu *et al.*, 1988). Sursa sedimentelor este orogenică (Roban şi Anastasiu, 2006).

Forma generală lenticulară a formațiunii, caracterul compact, granulometria predominat ruditică grosieră, precum şi prezența faciesurilor haotice sugerează depozite proximale, formate într-o ambianță de deltă grosieră (*sensu fan delta*), dominată de procese gravitaționale (fig. 3.96). Argumentele pentru amplasarea ei într-un cadru marin sunt furnizate de asociațiile de nanoplancton calcaros colectate din intercalațiile lutitice şi galeții intraformaționali (Roban şi Melinte, 2005).

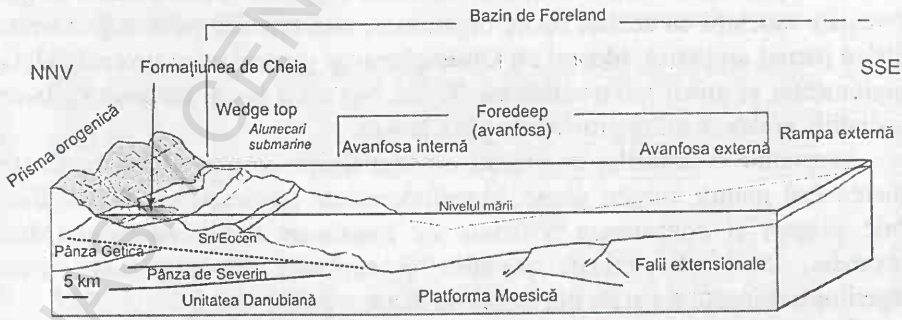



Fig. 3.96. Cadrul depozițional al sedimentării Formațiunii de Cheia: con deltaic (*fan delta*) acumulat pe prisma orogenică (depozona de *wedge top*) a bazinului de foreland al Carpaților Meridionali, care în Paleogen a suferit mişcări extensionale (Roban, 2006, după o schiță a lui Mutti *et al.*, 2003, cu modificări).

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Lunga perioadă de evoluție a conului deltaic de cca 4 m.a., reflectată de morfologia și caracterul secvențelor, a permis evoluții depoziționale controlate în special de variații cantitative în aportul de sedimente și de modificări ale pantei frontale.

Într-un prim stadiu, s-a format un con deltaic grosier, lipsit de câmpia deltaică emersă (*unsteady state deep water fan delta, sensu* Nemec,1990b). Ipoteza este susținută de prezența faciesurilor neorganizate și corpurile cu geometrii de con care alternează cu asociațiile de canale, jgheaburi și lobi.

În stadiul următor, când a început dezvoltarea *deltei emerse*, alimentarea bazinului cu depozite grosiere a scăzut, iar conul format s-a stabilizat (*steady state delta).* În zona sa frontală au început să apară foreseturi tip Gilbert, iar agradarea deltei a redus înclinarea pantei frontale.

Alternanța faciesurilor de conuri debritice și canale cu cele ale pânzelor conglomeratice și nisipoase sugerează evenimente depoziționale ciclice, mascate însă de procesele de resedimentare.

Tendința de scădere a granulometriei și a grosimii stratelor poate fi explicată prin continua subsidență generată de încărcătura depozițională, cât și de mărirea spațiului depozițional prin mișcări transtensive paleogene, care au marcat evoluția bazinului de foreland din sudul Carpaților Meridionali (Ratsbacher *et al.,* 1993; Mațenco, 1997). Pe lângă factorul tectonic, glacioeustasia Rupeliană, recunoscută la nivel global, ar fi putut influența sedimentarea, prin scăderea nivelului relativ de bază și declanșarea unei rate mari de sedimentare ruditică (Prior și Bornhold, 1990; Mutti *et al.*, 2003).

***Referințele anterioare***: Jipa (1982) atribuie Conglomeratelor de Cheia semnificația unui con submarin, iar Ryer (1998), cea a unui sistem fluviatil format prin incizia șelfului în momentul în care nivelul de bază era scăzut (LST–*low stand system tract*). Dintre stratigrafii care au adus contribuții privind sedimentogeneza depozitelor paleogene din nord-estul Depresiunii Getice amintim pe Popescu *et al.* (1976) și Bombiță *et al.* (1980).

## REFERINȚE BIBLIOGRAFICE


BOMBIȚĂ, G., BRATU, E., GHEȚA, N., ION, J. (1980). *Foraminiferele mari din Depresiunea Getică și limitele studiului lor*, D.D.S., I.G.G.,v. LV, p. 45–95.

JIPA, D. (1982). *Explanatory Notes to Lithotectonic Profile of the Getic Paleogene Deposits (Southern Carpathians, Romania)*, Sedimentological Coment to Annex 13. Veroff. Zentralinst. Phys. Erde AdW DDR, p. 137–146.

MAȚENCO, L. (1997). *Tectonic evolution of the Romanian Outer Carpathians: Constraints from kinematic analysis and flexural modeling.* PhD thesis, Vrije University – Amsterdam, 160 pp.

POPESCU, B., BRATU, E., GHEȚA, N., POPESCU, D. (1976). *Contribuții la cunoașterea stratigrafiei formațiunilor paleogene dintre Olt și Olănești (Depresiunea Getică).* D.D.S., I.G.G., LXII, p. 265–278.

RĂBĂGIA, T., MAȚENCO, L. (1999). *Tertiary Tectonic and Sedimentological Evolution of the South Carpathian Foredeep: Tectonic versus Eustatic Control.* Marine and Petroleum Geology, 16, p. 719–740.

ROBAN, R.D., ANASTASIU, N. (2006). *The Clasts Petrography of Cheia and Corbi Formations from the Getic Depression, GEO – 2006. Geology and Geophysics between tradition and*


BCUIAS - CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

*change*. Abstracts volume. Annual Sciencific Session of Faculty of Geology and Geophysics, Geological Society of Romania and Romanian Society of Geophysics, Bucharest, p.59–63.

ROBAN, R.D., MELINTE, M.C. (2005), *Paleogene Litho- and Biostratigraphy of the NE Getic Depression (Romania)*, Acta Palaeont. Romaniae, 5, p. 423–439.

ROBAN, R.D. (2006). *Flow Characteristics of the Fan Delta Deposits: Oligocene Cheia Formation, Getic Depression, Romania*, Proceedings XVIII[th] Congress of the Carpathian-Balkan Geological Association, September 3–6, 2006, Belgrade, Serbia, p. 496–500.

RYER, M. (1998). *Sequence stratigraphy and geologic evolution of the Paleogene and Lower Miocene strata, eastern Getic Basin, Romania*. PhD Thesis, University of Bucharest, 230 pp.

# *SECVENȚE DE FACIES DIN DOBROGEA, DELTA DUNĂRII ŞI MAREA NEAGRĂ*

## 5.19. FORMAȚIUNEA DE HISTRIA

*Localizarea*: Platforma Moesică
Dobrogea Centrală
Masivul Central Dobrogean

*Vârsta*: Precambrian Superior (Rifeean)–Cambrian inferior

***Sistemul depozițional***: sistem de mare adâncă (fondoforme), sistem turbiditic în bazin de foreland (Oaie, 1996, 1998).

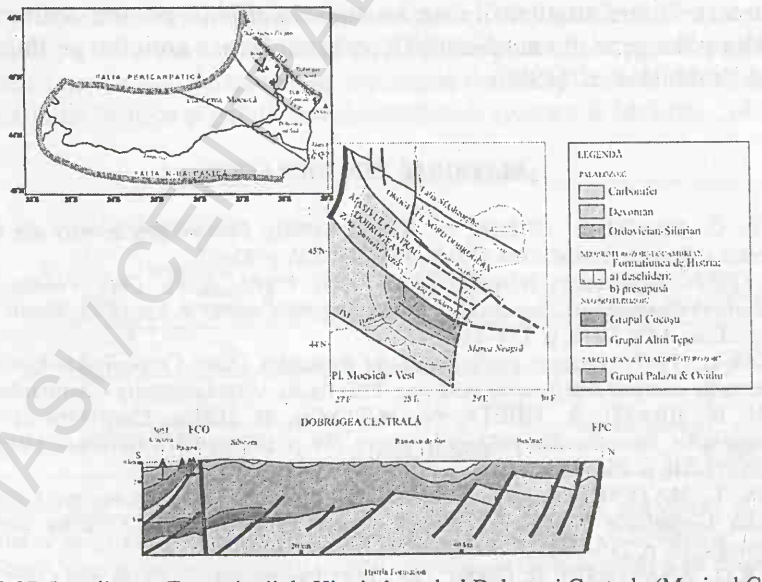



Fig. 3.97. Localizarea Formațiunii de Histria în cadrul Dobrogei Centrale (Masivul Central Dobrogean, delimitat de faliile Peceneaga – Camena şi Capidava – Ovidiu) (Oaie, 1998).

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

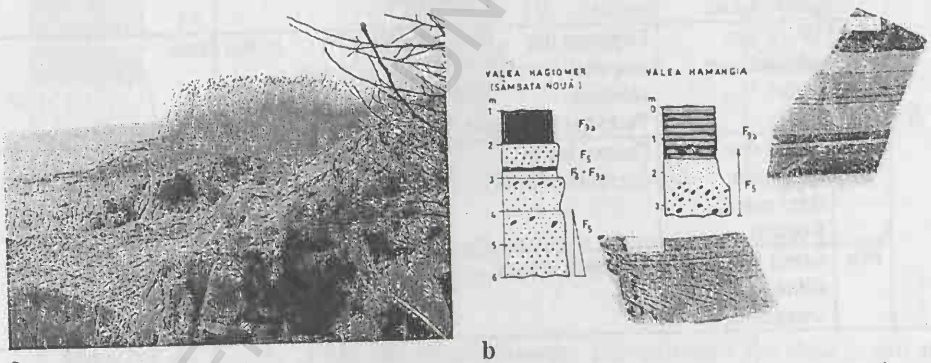
***Obiectul studiului***: suitele clastice Precambrian superior–Cambrian inferioare din Dobrogea Centrală, Masivul Central Dobrogean, ca sector exondat al Platformei Moesice, delimitat de faliile Peceneaga – Camena (la nord) şi Capidava – Ovidiu (la sud). Principalele deschideri unde aflorează Seria Şisturilor Verzi, redenumită de Gh. Oaie (1998) Formaţiunea de Histria şi unde a fost efectuată analiza sedimentologică, sunt localizate pe văile Casimcea, Topolog, Roştilor, Crucea, Rahmanu, pe malul Lacului Sinoe, la Istria şi în dealurile Ghiun Ghiurmez, Coltanii Dulbenci, Solojan, Peclic etc. (fig. 3.97).

***Autorul***: Gh. Oaie (1998).

***Scopul studiului***: reconsiderarea vechilor descrieri stratigrafice şi identificarea faciesurilor clastice inclusiv a „genezei" lor (semnificaţiile ambientale); caracterizarea asociaţiilor de facies şi reconstituirea mediilor depoziţionale. Încadrarea modelului obţinut în cadrul geotectonic al Masivului Central Dobrogean.

***Tehnicile utilizate***: analiza de facies, măsurători de paleocurenţi şi examen mineralogic–petrografic.

***Faciesurile descriptive***: au fost separate pe criterii granulometrice şi structurale în acord cu terminologia şi codurile propuse de Mutti (1992); denumirile lor, trăsăturile sedimentologice şi semnificaţiile ambientale sunt redate în tabelul 3.26, fig. 3.98.




a b

Fig. 3.98. a) Aflorimente de „şisturi verzi" pe malul lacului Sinoe, Histria (foto Anastasiu, 2000) şi b) microsecvenţe de facies dominate de arenite cu stratificaţie paralelă şi stratificaţie oblică (Oaie, 1998).

*Tabelul 3.26*

Faciesurile specifice Formaţiunii de Histria, Dobrogea Centrală (regrupare după Oaie, 1998)

| Facies | | Denumirea faciesului | Interpretare procese | Asociaţie Ocurenţă | Medii depoziţionale |
|---|---|---|---|---|---|
| ff. grosier | F1 | Conglomerate neorganizate | *Debris flow* şi curenţi turbiditici denşi; bază erozivă | F2-F4 Dl. Peclic | Canal |

BCU IAŞI / CENTRUL UNIVERSITAR LIBRARY

*Tabelul 3.26 (continuare)*

| | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|
| ff. grosier | F2 | Conglomerate granoclasate şi imbricate | *Debris flow* şi curgeri hiperconcentrate; bază erozivă | F4-F8-F9<br>Valea cu Piatră<br>Valea Roştilor | Canal |
| | F3 | Conglomerate „clast-supported" | Curgeri de mare densitate | F7-F8-F9<br>Valea Iurta<br>Movila lui Mavrodin | Canal |
| grosier | F4 | Gresii stratificate paralel | Curgeri în regim supracritic | F7-F8-F9<br>Valea Casimcea<br>Valea Eschibaba | Canal |
| | F5 | Gresii granoclasate | Curgeri în regim supracritic | F7-F8-F9<br>Valea Topolog<br>Beidaud | Canal |
| | F6 | Gresii stratificate oblic, cu mega ripple | Curgeri în regim subcritic | F5-F7<br>Dl. Coltanii Dulbenci | Canal |
| fin | F7 | Gresii laminate paralel, granoclasate | Depuneri din suspensii – regim subcritic | F8-F9<br>Dl. Peclic | Canal, con median |
| | F8 | Gresii fine granoclasate; siltite | Depuneri din suspensii – regim subcritic<br>Turbidite proximale | F2-F4-F5-F9<br>Valea cu Piatră<br>Valea Canara | Lob |
| | F9a | Gresii fine organizate (secvenţe Bouma) | Curenţi tractivi, densitate scăzută | F2-F4-F8<br>Sibioara<br>Valea Hagi Avat | Lob<br>Câmpie abisală |
| | F9b | Gresii fine, siltite, neorganizate | Suspensii diluate | F5-F9<br>Valea Topolog | *Over-bank* |

***Asociaţiile de faciesuri, petrotipurile şi arhitecturile specifice***: la scara întregului areal cercetat, faciesurile identificate se asociază în mezosecvenţe care, în timp, se succedă ritmic şi reflectă clar un control eustatic şi tectonic (fig. 3.99).

Neidentificând o semnificaţie depoziţională în seriile separate de Mirăuţă (1969) şi anume *Seria infragrauwacke „de Dorobanţu"*, *Seria grauwacke inferior „de Istria"* şi *Seria supragrauwacke „de Băltăgeşti"*, Seghedi şi Oaie (1994) separă trei megasecvenţe cărora le atribuie caracterul de „membru" (în afara caracterelor impuse de Hedberg):

– *membrul inferior* („de Beidaud") – cu o grosime de 1 500–2 000 m, format din faciesuri grosiere (conglomerate, microconglomerate şi gresii amalgamate) specifice canalelor şi lobilor din aria mediană a conurilor turbiditice; este deschis la nord de Runcu şi Colelia (în sud-estul Dobrogei Centrale);

BCU "MIHAIL KOGĂLNICEANU" CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

– *membrul median*" („de Haidar") – cu o grosime de 400–500 m, constituit din faciesuri fine (F8–F9b), diagnostic pentru câmpiile abisale și părțile inferioare (distale) ale conurilor turbiditice; deschis în văile Casimcea, Băltăgești, Râmnic;

– *membrul superior*" („de Sibioara") – cu 600–700 m grosime, cu faciesuri mediu-grosiere, proximale, din zona conurilor superioare, prezente în văile Râmnic și Casimcea. Este dominat de secvențe FUS.

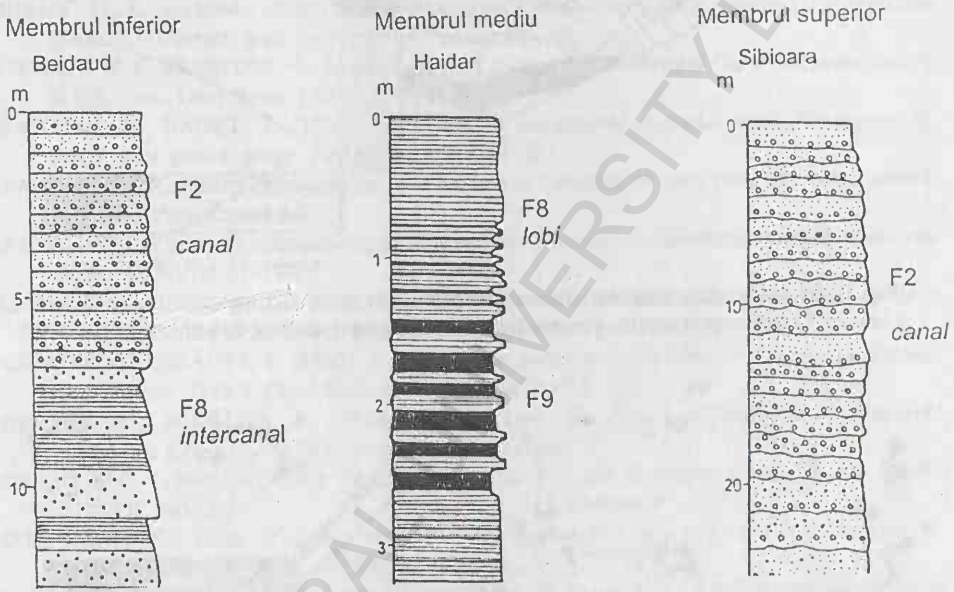



Fig. 3.99. Megasecvențe clastice în Formațiunea de Histria echivalate cu Membrii Beidaud, Haidar și Sibioara (Oaie, 2005).

***Modelul de facies; evoluțiile depoziționale***: Formațiunea de Histria are un caracter flișoid și s-a depus sub formă de conuri turbiditice, într-un bazin de foreland. Bazinul era dispus paralel cu arcul cadomian, într-o zonă cu climat rece, „nu departe de un arc vulcanic activ".

Fundamentul bazinului a avut un caracter compozit: cristalin, de tip Altân Tepe, în nord, și de tip Palazu, în sud. Aria sau ariile-sursă care au alimentat bazinul au avut structura unor margini continentale însoțite de arcuri magmatice active (fig. 3.100; 3.101).

Grosimea formațiunii este de cca 5 000 m. Acumularea sedimentelor s-a realizat în circa 100–125 m.a., din curenții de turbiditate în urma unor evenimente pulsatorii. Adâncimea apelor în bazin a fost mai mică de 4 500 m (sugerată de bioglife specifice acestor batimetrii).

BCU IASI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

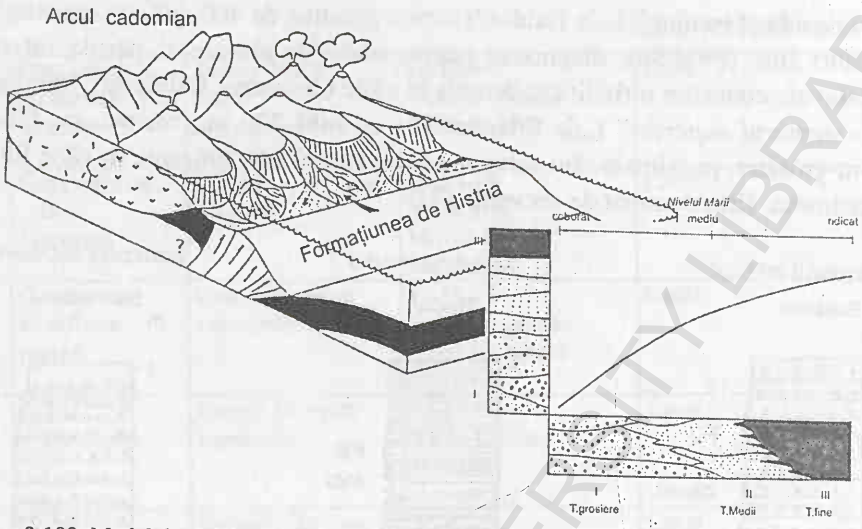



Fig. 3.100. Model depoziţional tridimensional pentru aria-sursă care a generat „şisturile verzi" şi bazinul în care s-au acumulat, comparativ cu tipurile granulometrice de turbidite (Oaie, 1998).

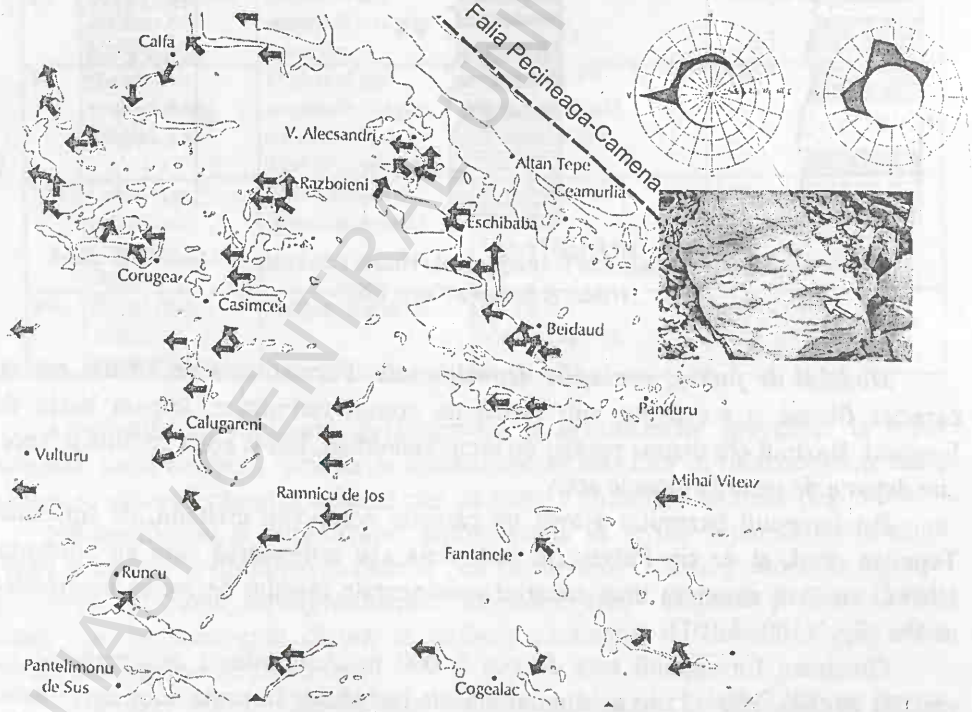



Fig. 3.101. Harta direcţiilor de paleocurenţi pentru Formaţiunea de Histria realizată prin măsurători efectuate pe structurile sedimentare unidirecţionale (caneluri – foto, laminaţii oblice, imbricaţii etc.) (după Jipa, 1970; Oaie, 1998).

BCU IAŞI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

***Referinţele anterioare legate de trăsături ale mediului de sedimentare sau ale sistemului depoziţional***: Chiriac, 1964; Cosma, Brestoiu, 1962; Grigoraş, 1961; Jipa, 1966, 1970; Mirăuţă, Mirăuţă, 1962; Seghedi, Oaie, 1994; Săndulescu, 1980.

## REFERINŢE BIBLIOGRAFICE


CHIRIAC, M., L. A. (1964). *Contribuţii la cunoaşterea şisturilor verzi din partea sudică a Dobrogei Centrale.* St. cercet. geol. geofiz. geogr., Seria geol., 9/2.

COSMA, S. T. I., BRESTOIU, C. (1962). *Cercetări geologice în Dobrogea Centrală (şisturi verzi).* D.D.S. Com. Geol. Rom., LXVI: 207–224.

GRIGORAŞ, N., DANET, T. (1961). *Contribuţii la cunoaşterea şisturilor verzi dobrogene.* St. cercet. geol. geofiz. geogr., Seria geol., 6/III: 541–553.

JIPA, D. (1966). *Cercetări sedimentologice în Dobrogea Centrală, în zona şisturilor verzi.* Arhivă. Bucureşti, Prospecţiuni S.A.

JIPA, D. (1970). *Cercetări sedimentologice în depozitele Proterozoic superioare din Dobrogea.* An. I.G.R., XXXVIII: 51–110.

MIRĂUŢĂ, O. (1966). *Contribuţii la cunoaşterea formaţiunilor paleozoice din partea sudică a Munţilor Măcinului.* St. cercet. geol. geofiz. geogr., Seria geol., 11,2: 497–512.

MIRĂUŢĂ, O., MIRĂUŢĂ, E. (1962). *Paleozoicul din partea sudică a Munţilor Măcin (reg. Cerna–Hamcearca).* D.D.S., Com. Geol. Rom., XLVI: 129–138.

MIRĂUŢĂ, O., MIRĂUŢĂ, E. (1964). *Şisturile verzi din regiunea Dorobanţu – Măgurele (Dobrogea Centrală).* D.D.S., Com. Geol. Rom., LII.

MIRĂUŢĂ, O. (1969). *Tectonica Proterozoicului superior din Dobrogea Centrală.* An. I.G.R., XXXVII, 240–280.

OAIE, GH. (1992). *Trace of organic activity in the Greenschist Series of Central Dobrogea.* St. cercet. geol. geofiz. geogr., Seria geol., 37, 77–81.

OAIE, GH. (1998). *Sedimentologia şi tectonica Seriei de Şisturi Verzi din Dobrogea Centrală şi prelungirea ei în acvatoriul Mării Negre.* Geologie. Bucureşti, Universitatea din Bucureşti. PhD: 106.

OAIE, GH. (1998). *Sedimentological significance at mudstone microclasts intervals in Upper Proterozoic turbidites, Central Dobrogea (Romania)* Sed. Geol., 115, 289–300.

OAIE, GH., SEGHEDI, A., STĂNICĂ, A. (1996). *Sedimentology of the Late Proterozoic turbidites from Central Dobrogea.* An. I.G.R., 69, 5:34.

OAIE, GH., SEGHEDI, A., RĂDAN, S., VAIDA, M. (2005). *Sedimentology and source area composition for the Neoproterozoic – Eocambrian turbidites from East Moesia.* Geologica Belgica, 8/4, 78–105.

SEGHEDI, A., OAIE, GH. (1994). *Tectonic setting of two contrasting types of pre-alpine basement: North versus Central Dobrogea.* ALCAPA II. Rom. Jour. Tect. Reg. Geol., 2 p.

SĂNDULESCU, M. (1980). *Analiza geotectonică a catenelor alpine situate în jurul Mării Negre occidentale.* An. I.G.R., Geologie, LVI: 5–55.


BCU IAŞI - UNIVERSITY LIBRARY

## 5.20. FORMAȚIUNEA DE CARAPELIT

*Localizarea*: Orogenul Nord Dobrogean
Unitatea de Măcin
Culmea Cerna–Hamcearca
*Vârsta*: Carbonifer inferior

***Sistemul depozițional***: fluviatil, *braided river* și *alluvial fan-flood plain model* (Oaie, 1986; Seghedi, Oaie, 1986; Seghedi, 2006).

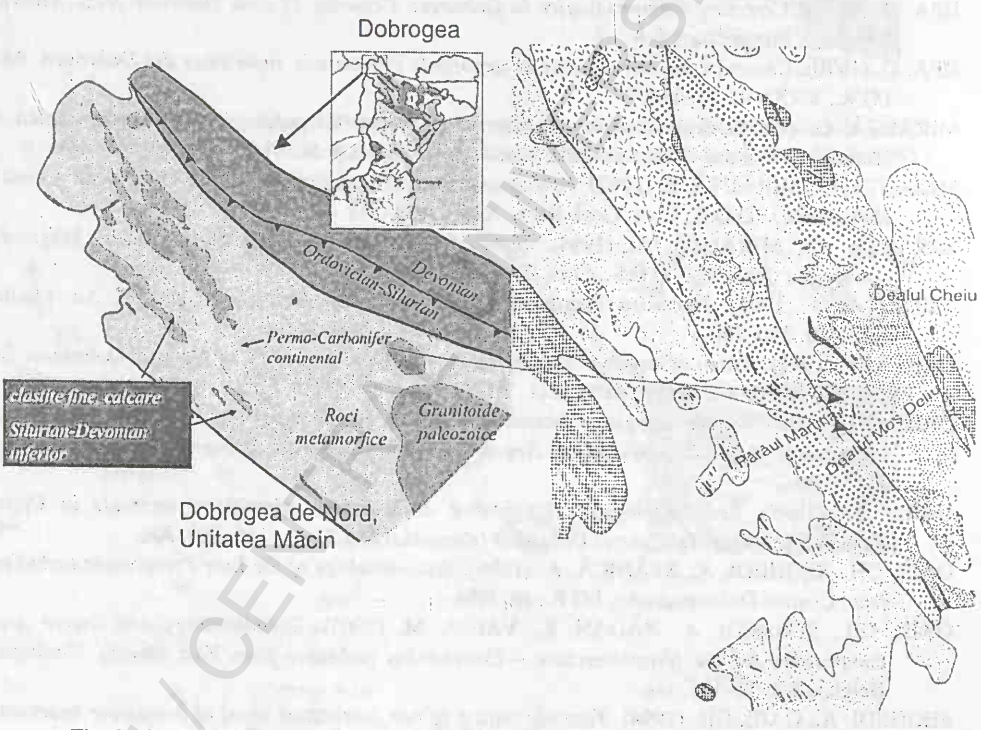



Fig. 3.102. Localizarea perimetrului și a aflorimentelor cu secvențe clastice continentale (Oaie, 1986; Seghedi, Oaie, 1986; Seghedi, 2006).

***Obiectul studiului***: suitele clastice permo-carbonifere din Dobrogea de Nord, Unitatea de Măcin, cunoscute sub denumirea *Formațiunea de Carapelit*. Principalele deschideri naturale unde a fost efectuată analiza sedimentologică sunt localizate în Munții Măcin, Dealul Moș Deliu, Dealul Baba Iani, pârâul Martina, Valea lui Denis, între Horia și Balabancea (fig. 3.102).

BCU IAȘI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

***Autorii***: Oaie, 1986; Seghedi, Oaie 1986; Seghedi, 2006.

***Scopul studiului***: reconsiderarea vechilor descrieri stratigrafice şi identificarea faciesurilor clastice şi a semnificaţiilor lor ambientale; caracterizarea asociaţiilor de facies şi reconstituirea mediilor depoziţionale. Încadrarea modelului obţinut în cadrul geotectonic al Orogenului Nord Dobrogean.

***Tehnicile utilizate***: analiza de facies şi examenul petrografic.

***Faciesurile descriptive***: separate pe criterii granulometrice şi structurale; semnificaţiile lor procesuale şi depoziţionale sunt sintetizate în tabelul 3.27, fig. 3.103; 3.104; 3.105.

*Tabelul 3.27*

Faciesurile depoziţionale şi caracteristicile lor

| Facies | Denumirea faciesului (granofacies) | Structuri sedimentare | Interpretare procese | Medii depoziţionale |
|---|---|---|---|---|
| Sh | Gresii fine spre grosiere, microconglomerate | Laminaţii orizontale, granoclasări normale şi inverse | Regim de curgere superior şi inferior, curgere planară | Canale (albii minore) |
| Sp | Gresii fine spre medii | Stratificaţii oblice tabulare (*alpha planar cross-beds*) | Regim de curgere inferior, bare linguoide, dune | |
| St | Gresii fine spre medii | Stratificaţii oblice concoide (zeta, theta) | | |
| Sr | Gresii fine spre medii | Laminaţie *ripple cross* | Regim de curgere inferior | Canale mici |
| Ss | Gresii fine spre grosiere, cu pietriş | Stratificaţie gradată, stratificaţie oblică | | |
| Gm | Conglomerate masive, slab stratificate, cu intercalaţii de gresii şi argile | Imbricaţii, stratificaţie discontinuă | Regim de curgere superior, bare diagonale şi longitudinale | Canale fluviatile |
| Gl | Conglomerate, siltite, gresii lenticulare | Structuri neorganizate, slabe stratificaţii | | |
| Fm | Siltite, argilite | *Flame structure*, dyke-uri clastice, crăpături de contracţie, urme de picături de ploaie (*raindrop inprints*), riduri de dragaj | Depozite de inundare, draperii, pânze | *Over bank*, tranziţii spre *alluvial plain* |

BCU IAŞI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

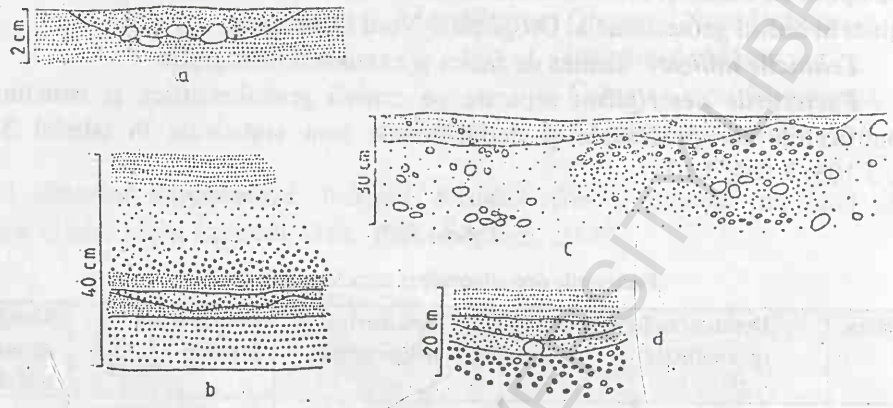



Fig. 3.103. Structuri sedimentare ale faciesurilor de canal – Gm, Gl – din Formațiunea de Carapelit (Dealul Moş Deliu – *a,b,d* şi Dealul Baba Iani – *c)* (Oaie, 1986).

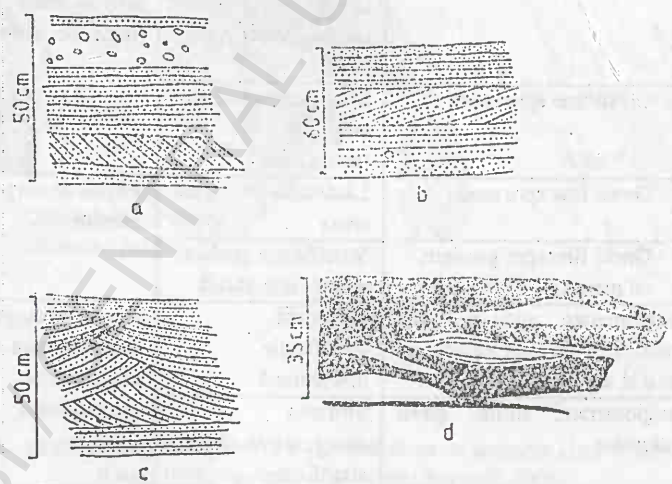



Fig. 3.104. a–d) Structuri sedimentare ale faciesurilor de bară – Sp, St – din Formațiunea de Carapelit (Dealul Moş Deliu) (Oaie, 1986).

BCU IASI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

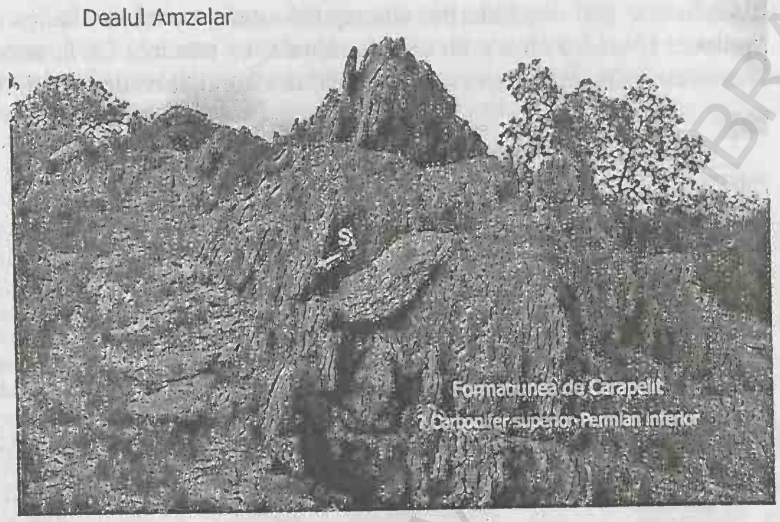



Fig. 3.105. Gresii în facies de canal în Dealul Amzalar (foto Seghedi, 2006).

***Asociațiile de faciesuri, petrotipurile și arhitecturile specifice***: faciesurile identificate se grupează în secvențe repetitive (cicluri) de diferite ordine, astfel:

– Sh-Sp ating grosimi de 60–80 cm și includ asociații Sh-St sugerând fluctuații ale debitului solid într-un canal împletit (*braided*); asociația apare pe o grosime totală de 200–250 m în Dealul Moș Deliu (fig. 3.106).

– Gl-Sh, Gm-Sh-Sp, Sh-Sp totalizează 30 m și sugerează bare și canale remanente; ele trec la secvențe FUS (4–10 m) foarte bine conservate: Gl-Sh-St-Sh-Sr-Fm ce corespund unor mecanisme de agradare în canale mari;

– secvențele din Dealul Moș Deliu se încheie cu o asociație Gm-Sh-Fm-Sp-Sr specifică barelor de pietriș, prismelor de nisip și umpluturilor de canale;

– secvența din Valea Martina Gm-Sh-Sp are trăsăturile unor bare distale;

– în Dealul Crapcea, asociația G-S cu sortare și compoziție variabile corespunde unor umpluturi de canal (fig. 3.106).

Petrotipurile identificate aparțin conglomeratelor oligomictice, polimictice, gresiilor arcoziene, subarcozelor și siltitelor. Pe seama litoclastelor – fragmente de leucogranite, granite cu biotit, granite cu muscovit, cuarțite, calcare cu entroce – s-a considerat existența unei arii-sursă cu o constituție geologică complexă, plasată într-un regim tectonic activ și un climat cald și umed (abundența oxizilor de fier în matricea faciesurilor Gm și Sh).

***Modelul de facies; evoluțiile depoziționale***: procesele de sedimentare care au generat Formațiunea de Carapelit au fost rezultatul unei sedimentări rapide, pe un fundament sialic, în condițiile unui regim molasic.

Relațiile spațiale dintre diferitele asociații de faciesuri sugerează, de asemenea, progradarea faciesurilor proximale peste cele distale.

Suitele bazale ale deschiderilor corespund unui model de facies specific râurilor împletite (*braided river*), iar cele terminale, cu tendință CUS, unor conuri aluviale reactivate (*alluvial fan*), care trec lateral la câmpii aluviale (fig. 3.107).

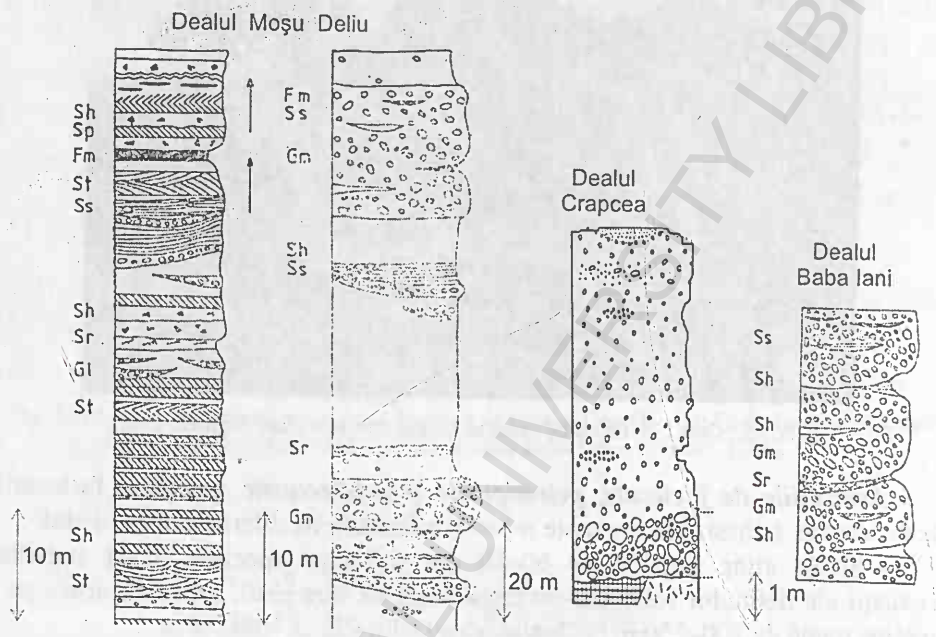



Fig. 3.106. Asociații de facies în suitele sedimentare ale Formațiunii de Carapelit; ocurențe din Dealul Moş Deliu, Dealul Crapcea şi Dealul Baba Iani (după Oaie, 1986; Seghedi, Oaie, 1986).

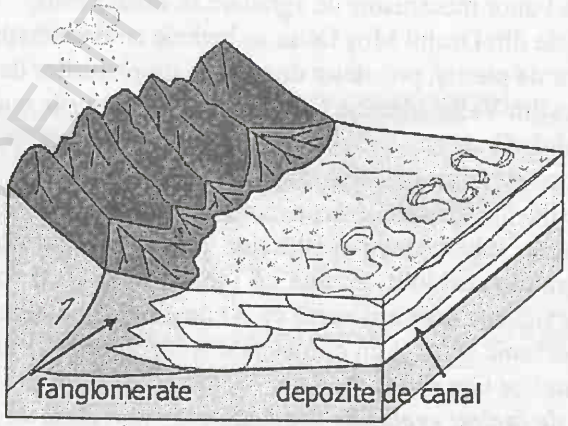



Fig. 3.107. Modelul de facies al Formațiunii de Carapelit, Dobrogea de Nord, Unitatea de Măcin (Oaie,1986; Seghedi, Oaie, 1986; Seghedi, 2006).

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Autorii apreciază, asemenea lui Reading (1978), că succesiuni groase de depozite continentale de acest tip se depun în zone orogene active, în condiții de arcuri magmatice de margine continentală. În zonă au fost descrise și depozite vulcanogene atât în bazine forearc, cât și în bazine backarc.

***Referințele anterioare legate de trăsături ale mediului de sedimentare sau ale sistemului depozițional***: Mirăuță, 1966; Seghedi, Oaie, 1986; Seghedi, 2006.

REFERINȚE BIBLIOGRAFICE

MIRĂUȚĂ, O. (1966). *Contribuții la cunoașterea formațiunilor paleozoice din partea sudică a Munților Măcinului*. St. cercet. geol. geofiz. geogr., Seria geol., 11,2: 497–512.

MIRĂUȚĂ, O., MIRĂUȚĂ, E. (1962). *Paleozoicul din partea sudică a Munților Măcin (reg. Cerna–Hamcearca)*. D.D.S., Com.Geol. Rom., XLVI: 129–138.

OAIE, GH. (1986). *Sedimentology of the pebbly red sandstone facies association within the Carapelit Formation, North Dobrogea*. Rev. Roum. Géol. Géophys. Géogr., Géologie, București, 30: 59–70.

SĂNDULESCU, M. (1980). *Analiza geotectonică a catenelor alpine situate în jurul Mării Negre occidentale*. An. I.G. R., Geologie, LVI: 5–55.

SEGHEDI, A. (2006). *Orogenul hercinic din Dobrogea de Nord*. Analele Univ. București, vol. special – Geo – 2006 – SGR și Facultatea de Geologie și Geofizică: comunicare.

SEGHEDI, A., OAIE, GH. (1986). *Formațiunea de Carapelit (Dobrogea de Nord): faciesuri și structuri sedimentare*. D.D.S., I.G.G., 70–71/4: 19–37.

## 5.21. DELTA DUNĂRII. UNITĂȚI MORFOLOGICE ȘI DEPOZIȚIONALE

*Localizarea*: Delta Dunării
Platforma Predobrogeană
Orogenul Nord-Dobrogean

*Vârsta*: Pleistocen superior – Holocen

***Sistemul depozițional***: sistemul deltaic; subsistemele câmpie deltaică, frontul deltaic (*Delta front*) (cu platforma frontului și panta frontului) și prodelta (*Prodelta*) (Panin, 1989; 1996).

***Obiectul studiului***: Delta Dunării și zonele imediat adiacente, între Platoul Bugeac la nord și Unitatea Tulcea, Unitatea Babadag (Dobrogea de Nord) la sud – sud-vest; parțial, Unitatea Dobrogei Centrale la sud-vest. Unitățile geotectonice pe care depozitele sedimentare ale Deltei Dunării le acoperă sunt: Depresiunea Predobrogeană, parte a Platformei Scitice (la nord de falia Sf.Gheorghe) și Orogenul Nord-Dobrogean (la sud de această falie) (fig. 3.108; 3.109).

Trăsăturile sedimentologice ale depozitelor din câmpia deltaică fluviatilă și câmpia deltaică marină au făcut obiectul a numeroase și repetate investigații. (Panin, 1974; 1989; 1996; 1997; 2005). În spațiul actual al Deltei Dunării, limita dintre câmpia fluviatilă și câmpia marină a fost trasată în lungul unei linii care leagă localitatea Jibrieni (din Ucraina) și cordoanele litorale vechi Letea–Răducu–Ceamurlia–Caraorman.

BCU CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

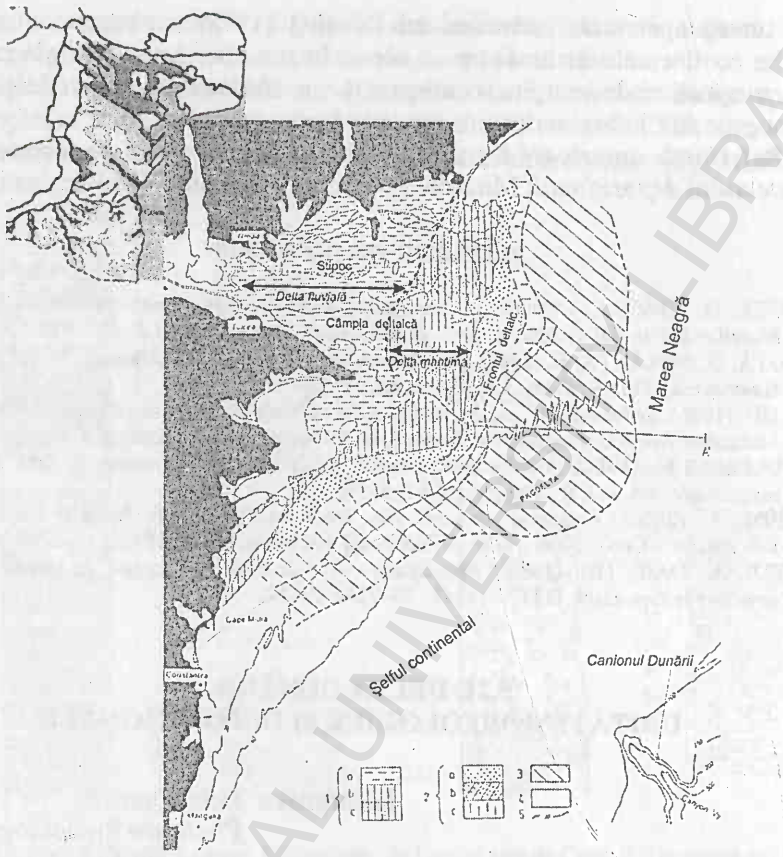



Fig. 3.108. Subunități morfologice și depoziționale în Delta Dunării (pentru legenda faciesurilor vezi tabelul 3.28) (Panin, 1996).

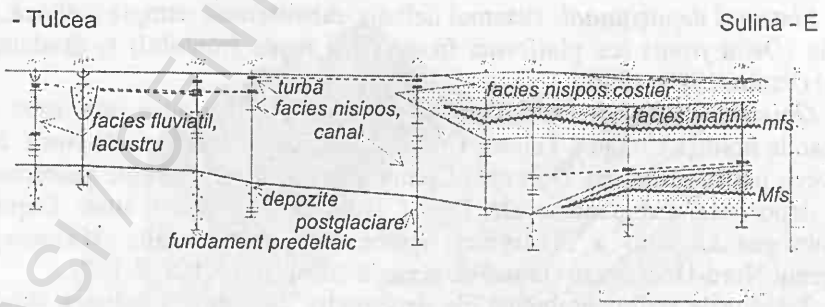



Fig. 3.109. Secțiune transversală prin depozitele clastice din Delta Dunării (Panin, 1972).

***Autorul***: N. Panin (1972, 1989, 1996).

***Scopul studiului***: identificarea și descrierea unităților morfologice și depoziționale din Delta Dunării; stabilirea etapelor de evoluție a spațiului deltaic.

BCU IAȘI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

***Tehnicile utilizate***: observații directe, măsurători și monitorizări ai parametrilor hidrologici, recoltări de probe din spațiul subaerian și subacvatic, analize geochimice, granulometrice, mineralogice, datări radiometrice (radiocarbon $^{14}C$), rezoluție seismică, informații satelitare.

***Faciesurile descriptive***: litofaciesurile secvențelor din constituția corpurilor sedimentare care definesc arhitectura Deltei Dunării și, respectiv, caracterizează unitățile morfologice care au fost separate în cadrul ei (*câmpia deltaică, frontul deltaic, prodelta*) reflectă factorii care au contribuit la acumularea și stabilizarea aluviunilor aduse de Dunăre la gurile ei de vărsare, în timpul Holocenului. Aceşti factori sunt: aportul de sedimente (debitul solid), trăsăturile sistemului eolian (circulația atmosferică), influența bazinului în care Dunărea și-a decantat sedimentele (oscilațiile de nivel, sistemul de valuri și curenți marini din Marea Neagră, în timpul Holocenului).

Evaluarea acestor factori și a efectelor lor l-a condus pe Panin (1972, 1989, 1996) la stabilirea principalelor faciesuri depoziționale care intră în constituția câmpiei deltaice (tabelul 3.28).

*Tabelul 3.28*

Faciesuri depoziționale în Câmpia deltaică a Deltei Dunării (Panin, 1996)

| | Cod | Facies | Trăsături sedimentologice | Origine<br>Mediu depozițional |
|---|---|---|---|---|
| Câmpia deltaică | 1 | Litoral marin | Cordoane litorale și plaje relicte: Caraorman, Letea, Sărăturile, Istria, Chituc etc. | |
| | 1a | | Nisipuri cuarțoase (89–95% $SiO_2$) | Curenți litorali cu sedimente aduse de Nistru, Nipru și Bug |
| | 1b | Faciesuri danubiene | Nisipuri fine, cuațoase (60 – 85% $SiO_2$): $b_{dif}$ – contaminate cu fracție clastică din faciesul 1a; $b_D$ – tipic dunărene; $b_{Ca}$ – nisipuri bioclastice, cu părți scheletice minerale (45%); $b_{hm}$ – nisipuri „grele", bogate în fracție grea (35%) | Depuneri ale Dunării |
| | $1b_1$ | Faciesuri hibride, mixte | Nisipuri litice | Amestecuri ale faciesurilor ucrainene cu cele dunărene |
| | 2 | Faciesuri litoral lacustre | Nisipuri litice, bioclastice, cu noduli manganoși | În câmpia fluvială și barele Stipoc, Rosca–Suez |
| | 3 | Faciesuri fluviale | Canale distributare | |
| | 3a | Faciesuri de canale „distributare" | Nisipuri litice cu fitoclaste | Canale meandrate, sarcină de fund și sedimente de bară terminală (*mouth-bar*) |

BCU IAȘI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

*Tabelul 3.28 (continuare)*

| | | | | |
|---|---|---|---|---|
| Câmpia de Itaică | 3b | Faciesuri intercanal, depresiuni (mlaştini) | Nisipuri fine litice, siltite, lutite Vegetaţie de mlaştină | Grinduri subaeriene (levee), depozite de crevasă, bare arcuite (*point-bar* - uri), depuneri din suspensie |
| | 4 | Faciesuri eoliene, loessoide | Siltite | Promontoriul Chilia Relicte erozionale în bara lacustră de la Stipoc |

Atât variaţiile granulometrice ale sedimentelor, cât şi structurile lor interne au condus la concluzii privind evoluţia Deltei Dunării şi condiţiile hidrodinamice în care s-au depus aluviunile respective.

***Asociaţiile de faciesuri***: secţiunile transversale efectuate în spaţiul Deltei Dunării de la vest la est reflectă variaţiile de facies ca o expresie a trecerii de la *delta emersă* la *delta submersă*, de la cea *fluvială* la cea *marină* şi, respectiv, de la *câmpia deltaică* la *frontul deltei* şi la *prodeltă* sau, mai departe, la *conul submarin* al Dunării (Panin, 1974; 1983; 1996; Olteanu, 2005) (fig. 3.110).

Arhitectura corpurilor de sediment corespunde canalelor, umpluturilor lacustre sau microdepresiunilor dintre canale, barelor şi grindurilor (leveelor).

Suita sedimentară deltaică este apreciată la o grosime variabilă, care poate atinge 300–400 m (Panin, 1972, 1996).

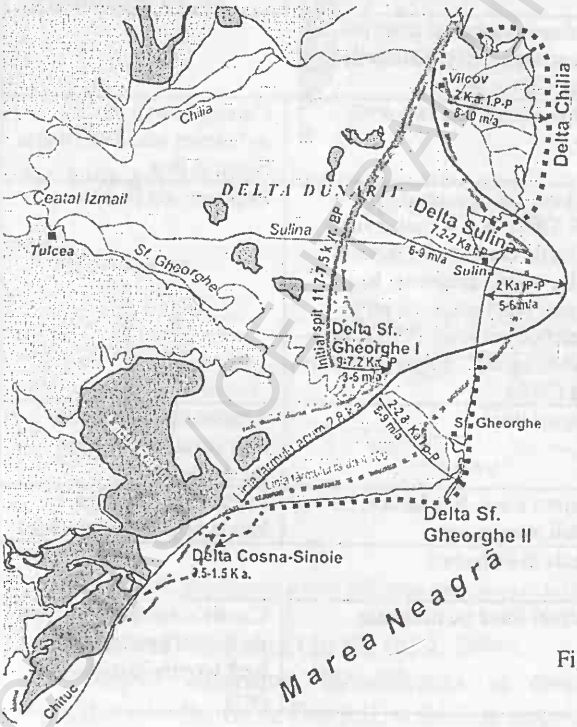



Fig. 3.110. Fazele de dezvoltare ale Deltei Dunării (în mii de ani) (Panin, 1989).

BCU CLUJ / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

***Evoluția Deltei Dunării.*** Delta Dunării, așa cum este ea descrisă astăzi și cum este cartografiată, este rezultatul echilibrului care s-a stabilit între aportul de sedimente adus de Dunăre (și, parțial, de Nistru, Nipru și Bug) și influența Mării Negre, prin intermediul sistemului ei de curenți litorali și al oscilațiilor sale de nivel.

Prin datări cu radiocarbon și sesizarea discontinuităților (erozionale sau depoziționale), Panin a reconstituit 5 faze de evoluție.

I. Formarea cordonului litoral inițial Letea–Caraorman din spațiul actual al deltei maritime (11 700–7 500 î.Prez.);

II. Formarea Deltei Sf. Gheorghe I (9 000–7 200 î.Prez.);

III. Formarea Deltei Sulina (7 200–2 000 î.Prez.);

IV. Formarea deltelor Sf. Gheorghe II și Chilia (2 000 î.Prez.);

V. Formarea Deltei Cosna – Sinoe (3 500–1 500 î.Prez.).

În privința conului submarin al Dunării, formarea acestuia a fost influențată de succesiunea perioadelor glaciare și interglaciare și, în final, de regresiunea neoeuxinică și transgresiunea holocenă.

***Referințele anterioare privind ambianțele de sedimentare din Delta Dunării***: Petrescu, 1957; Coteț, 1960; Banu, 1965; Panin, 1972, 1974, 1989, 1996, 1997, 2005; Bhattacharya, Giosan, 2003.

## REFERINȚE BIBLIOGRAFICE


BANU, A.C. (1965). *Contribuții la cunoașterea vârstei și evoluției Deltei Dunării.* Hidrobiologia, Ed. Academiei Române, București, 6: 259–278.

BANU, A.C. *et al.* (1965). *Delta Dunării.* Ed. Științifică, București.

BHATTACHARYA, J.P., GIOSAN, L. (2003). *Wave-influenced deltas: geomorphological implications for facies reconstruction.* Sedimentology, 50(1): 187–210.

COTEȚ, P. (1960). *Evoluția morfohidrografică a Deltei Dunării.* Probl. geogr., VII: 53–81.

OLTEANU, R. (2005). *Black Sea Transgressions during Late Holocen.* Geo-Eco-Marina, 9–10/2003–2004: 31–36.

PANIN, N. (1972). *Histoire Quaternaire du Delta du Danube. Essai d'interprétation des facies des dépôts deltaique.* Cercetări marine I.R.C.M., 4, 5–15, Constanța.

PANIN, N. (1974). *Evoluția Deltei Dunării în timpul Holocenului.* St. tehn. econ., I.G.R., Seria geol., Cuaternar, 5: 107–121.

PANIN, N. (1983). *Black Sea coast line changes in the last 10 000 years. A new attempt at identifying the Danube mouths as described by the ancient.* Dacia, NS, XXVII, 1–2: 175–184.

PANIN, N. (1989). *Danube Delta. Genesis, evolution and sedimen-ology.* Rev. Roum. Géol. Géophys. Géogr. Géography, 33: 25–37.

PANIN, N. (1996). *Danube Delta: Genesis, evolution, geological setting and sedimentology.* Geo-Eco-Marina, RCGGM 1/1996: 7–24.

PANIN, N. (1996). *Impact of global changes on geo-environmental and coastal zone state of the Black Sea.* Geo-Eco-Marina, RCGGM 171996: 1–7.

PANIN, N. (1997). *On the Geomorphologic and Geologic Evolution of the River Danube–Black Sea Interaction Zone.* Geo-Eco-Marina, 2/1997: 31–41.

PANIN, N., I. G., ION, E. (2005). *The Danube Delta – Chronology of Lobes and Rates of Sediment Deposition.* GEO-ECO-MARINA **9–10, 2003–2004**: 36–41.

PETRESCU, I.G. (1957). *Delta Dunării. Geneză și evoluție.* București, Ed.Științifică.


BCU UNIVERSITY LIBRARY

Procese de prograđare au alternat cu procese de acumulare şi au construit *cordoane litorale* (ex. formaţiunea de acumulare sau „grindul" Chituc), bare arcuite (Insula Sahalin, de ex.) şi *plaje barieră* suprapuse (ex. Sărăturile, la nord de braţul Sf. Gheorghe, plaja Sulina). În toate aceste plaje, constatăm şi reprelucrări eoliene (microlaminaţii oblice însoţite de ondulaţii puternic asimetrice) (*eolian ripple*).

În sectorul sudic, de la Capul Singol la Vama Veche, procesele erozive sunt cele predominante, iar faciesurile sunt, în special, bioclastice, organogene. Faciesuri de plaje alternează cu faleze abrupte, care deschid depozitele sarmaţiene ce suportă argile roşii villafranchiene şi loessuri.

Clastofaciesul sedimentelor arenitice fine prezintă un spectru mineralogic larg (Fulga, 2004). Alături de fragmente litice (filite, calcare, cuarţite), apar granoclaste de cuarţ, feldspaţi şi minerale grele. Asociaţii ale acestora din urmă, dominate de granat, amfiboli, piroxeni, epidot, zircon şi opacit—ilmenit, magnetit, leucoxen, constituie *o provincie dunăreană* a cărei sursă trebuie căutată în bazinul hidrografic al Dunării şi în sedimentele marine mai vechi, reciclate şi migrate prin curenţi litorali (fig. 3.113).

Biofaciesul caracteristic este determinat de natura substratului şi este reprezentat prin diverse asociaţii de moluşte: midii (*Mytilus*, *Mytilaster*), *Bittium*, *Cardium*, *Chione*, *Mya*, *Spisula* etc., de alge şi fitoplancton (Pană, 1987).

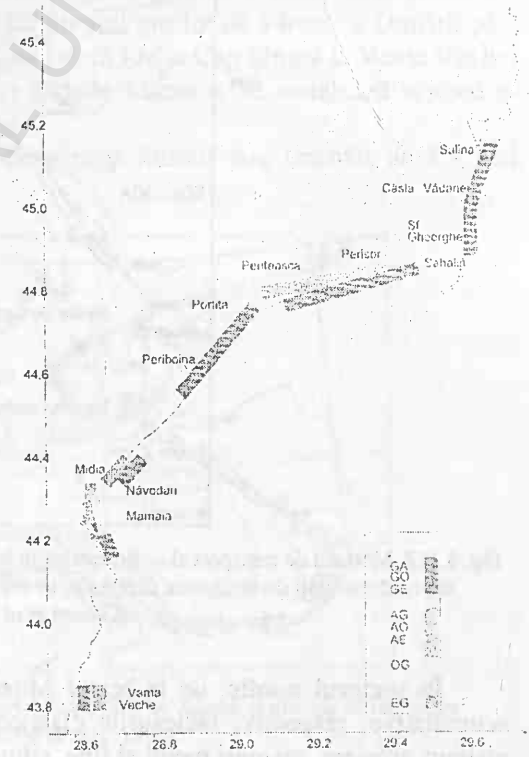



Fig. 3.113. Asociaţii de minerale grele în lungul litoralului românesc, între Sulina şi Vama Veche: G–granat, A–amfibol, O–opacit, E–epidot (Fulga, 2005).

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

***Oscilațiile de nivel***: sinteze vizând oscilațiile nivelului Mării Negre remarcă diferențe sensibile în diversele ei sectoare. Astfel, în sectorul nordic se pot înregistra înălțări de ordinul a 1,2–1,8 mm/an, iar în sectorul sudic, coborâri cu 2,5 mm/an. Oscilațiile generate de maree s-ar înscrie între 7 şi 12 cm, iar cele iscate de furtuni puternice ar putea înălța nivelul mării cu până la 2 m (Panin *et al.*, 1994).

***Asociațiile de faciesuri; evoluția liniei țărmului românesc***: calitatea faciesurilor depoziționale şi succesiunea lor în timp sunt expresia aportului de sedimente ajunse în bazinul Mării Negre şi a oscilațiilor de nivel care au impus poziția liniei țărmului şi, implicit, modificări batimetrice ale spațiului disponibil.

Recent, au fost descrise în zona de faleză a litoralului românesc (Vama Veche, 2 Mai) şi la sud de Capul Midia (Golful Corbu) asociații de faciesuri tempestitice şi chiar tsunamitice (Oaie, 2007). Deasupra nivelelor cu argile roşii şi ale unor paleosoluri se găsesc câteva secvențe repetitive (de grosimi decimetrice) care au în bază pararudite slab sortate sau granoclasate, urmate de nisipuri şi silturi, masive sau paralel stratificate (fig. 3.114). Caracterul lor repetitiv poate sugera şi conexiuni cu oscilațiile de nivel ale Mării Negre, iar relația lor cu formațiunile subiacente şi cele acoperitoare fixează poziția liniei țărmului şi evenimentele drastice care au afectat-o (furtuni, posibile valuri tsunami).

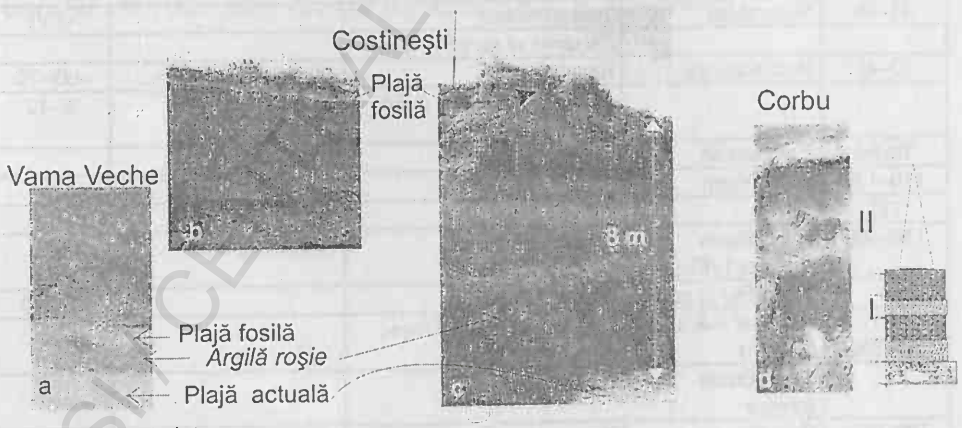



Fig. 3.114. Plaje fosile în deschiderile falezelor de la Vama Veche (a – foto Oaie, 2007), Costineşti (b şi c – foto Anastasiu, 2005) şi „Golful" Corbu (d – foto Oaie, 2007).

În tabelul 3.29 prezentăm o sinteză a evenimentelor principale şi a faciesurilor derivate care au marcat evoluția Mării Negre în timpul Cuaternarului (după Panin, 2005; Olteanu, 2005).

BCU IAŞI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

*Tabelul 3.29*

Transgresiuni şi regresiuni în bazinul Mării Negre în timpul Cuaternarului (Olteanu, 2005)

| Vârstă absolută ×1 000 ani | Stadiu | Eveniment | Faciesuri | Oscilaţii de nivel m |
|---|---|---|---|---|
| Actual | | | | + |
| 1 | Dzemetinian | Transgresiunea istriană (Nymphaean) | | +1 / +3 |
| 3,5 | Kalamitian | Regresiunea phanegoriană | | –5 / – 8 |
| 8,5 | Neo-Euxin superior | Transgresiune accelerată | Linia ţărmului coincide cu linia şelfului extern; începe construcţia deltei actuale, recente; regim anoxic | –10/–12 |
| 18 | Neo-Euxin mediu | Regresiune maximă | Eroziunea accentuată afectează depozitele de loess şi, parţial, pe cele subiacente lui; apare un paleorelief care suportă pietrişuri bazale şi nisipuri grosiere | –100/–120 |
| | | *Marea Neagră este izolată – „lac"* | | |
| 28–23 | Neo-Euxin inferior | Regresiune progresivă, gradată | | |
| 43–30 | Sourozhian | Transgresiune | | –10/1 |
| | | *Dunărea se varsă în mare* | | |
| 72–45 | Post-Karangat | Regresiune | Faciesuri oligohaline | –60/–70 |
| | | *Marea Neagră este izolată – „lac"* | | 8/–12 |
| 70–90 | Karangatian | Transgresiune | Faciesuri marine | |
| 110–130 | Riss–Würm | | | |
| 125 | | | | |
| 130–200 | Paleo-Euxin superior (=Riss) | Regresiune | Faună caspiană | –100 |
| | Paleo-Euxin mediu | Transgresiune | | 20/–40 |
| 200–300/380 | Uzumlar (=Riss–Mindel) | Legătură cu Lacul Caspic | | |
| | Paleo-Euxin inferior | Regresiune | | |
| 300/380–455 | Ceaudian sup. (=Mindel) | Transgresiune | | 100/130 |
| | | | | |

***Referinţele anterioare privind ambianţele de sedimentare din Marea Neagră***: Bondar, 1973; Degens, Ross, 1974; Fulga, 2004; Jones, 1994; Oaie, 2005; Olteanu, 2005; Panin, 1983, 1996, 2005; Ungureanu, 2005.

## REFERINȚE BIBLIOGRAFICE

BONDAR, C., STATE, I., ROVENTA, I. (1973). *Marea Neagră în Zona Litoralului Românesc*. În: Imh (Ed), P 516.

DEGENS, E.T., ROSS, D.A. (1974). *The Black Sea – Geology, Chemistry & Biology*. Mem. Am. Ass. Petrol, Geol. 20:633 pp.

FULGA, C. (2004). *Terrigenous Minerals in The Sediments of The Black Sea Littoral and Inner Shelf*. Geo-Eco-Marina 9–10/2003–04:47–52.

JONES, GA, GAGNON, A.R. (1994). *Radiocarbon Chronology Of Black Sea Sediments*. Deep Sea Res., 41:531–557.

OAIE, GH., SHIMKUS, K. (2005). *Black Sea Basin: Sediments Type And Distribution, Sedimentation Processes*. Geo-Eco-Marina, 9–10/2003–2004:21–31.

OAIE, GH., AVRAM, C. (2007). *Depozite de tsunami în succesiuni geologice costiere localizate pe țărmul românesc al Mării Negre. Hazard Natural: Evenimente Tsunami în Marea Neagră*. Proiect CEEX 161-2006-PROFET. p. 103–111. ISBN 978-973-0-05181-0.

OLTEANU, R. (2005). *Black Sea Transgressions During Late Holocen*. Geo-Eco-Marina, 9–10/2003–2004:31–36.

PANIN, N. (1983). *Black Sea Coast Line Changes In The Last 10 000 Years. A New Attempt At Identifying The Danube Mouths As Described By The Ancient. Dacia*, Ns Xxvii, 1–2:175–184.

PANIN, N. (1996). *Impact of Global Changes on Geo-Environmental and Coastal Zone State of The Black Sea*. Geo-Eco-Marina, 171996:1–7.

PANIN, N. (1997). *On The Geomorphologic And Geologic Evolution Of The River Danube–Black Sea Interaction Zone*. Geo-Eco-Marina, 2/1997:31–41.

PANIN, N. (2005). *The Black Sea Coastal Zone – An Overview*. Geo-Eco-Marina, 11/2005:21–41.

PANIN, N. (2007). *The Black Sea – Geology, Environment and Archaeology. Hazard Natural: Evenimente Tsunami în Marea Neagră*. Proiect CEEX, 161-2006-PROFET, p. 103–111. ISBN 978-973-0-05181-0.

UNGUREANU, V.G. (2005). *Geologie Marină*, Ed. Ars Docendi, București.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

# BIBLIOGRAFIE


ABDUL, AZIZ, H., HILGEN, F., KRIJGSMAN, W., SANZ, E., CALVO, J. P. (2000). *Astronomical forcing of sedimentary cycles in the middle to late Miocene continental Calatayud Basin (NE Spain)*. Earth and Planetary Science Letters, **177**, 9–22.

AHLBRANDT, T. S., FRYBERGER, S. G. (1981). *Sedimentary features and significance of interdune deposits*. În *Recent and ancient nonmarine depositional environments* (ed F. Ethridge, Flores, R.). Soc.Econ.Paleontologists and Mineralogists.

AIGNER, T. (1985). *Storm Depositional Systems*, Springer-Verlag ed. Berlin.

AKSU, A. E., HISCOTT, R. N. (1992). *Shingled Quaternary debris flow lenses on the north-east Newfoundland Slope*. Sedimentology, **39**, 193–206.

ALDAHAN, A., POSSNERT, G., SCHERER, R., SHI, N., BACKMAN, J., BOSTROM, K. (2000). *Trace-Element and Major-Element Stratigraphy in Quaternary Sediments from the Arctic Ocean and Implications for Glacial Termination*. Journal of Sedimentary Research, **70(5)**, 1095–1106.

ALEXANDRESCU, G. (1968). *Contribuţii la cunoaşterea flişului intern şi extern din valea Bistriţei (Carpaţii Orientali)*. D. S. Com. Geol., **LIII/2 [IIII/3 (1965-1966)]**, 135–151.

ALLEN, J. R. L. (1963). *The classification of cross-stratified units, with notes on their origin*. Sedimentology, **2(2)**, 93–114.

ALLEN, J. R. L. (1965). *Late Quaternary Niger Delta and adjacent areas: sedimentary environments and lithofacies*. A.A.P.G. Bulletin, **49**, 547–600.

ALLEN, J. R. L. (1982). *Sedimentary Structures*, Elsevier ed. Amsterdam.

ALLEN, J. R. L. (1983). *Studies in fluviatile sedimentation: bars, bar complexes and sandstone sheets (lowsinuosity braided streams) in the Brownstones* Sedim.Geology, **33**, 237–293.

ALLEN, J. R. L. (1985). *Physical Processes of Sedimentology*, Allen and Unwin ed. London.

ALLEN, P. A., COLLINSON, J. D. (1986). *Lakes*. În *Sedimentary environments and Facies* (ed H. G. Reading). pp. 63–94. Oxford: Blackwell.

ALLEN, P. A., ALLEN, J. R. (1990). *Basin Analysis*. Blackwell Publishing.

ALLEN, P. A., VERLANDER, J. E., BURGESS, P. M., AUDET, D. M. (2000). *Jurassic giant erg deposits, flexure of the United States continental interior, and timing of the onset of Cordilleran shortening*. Geology, **28(2)**, 159–162.

ALMGREN, A. A. (1978). *Timing of Tertiary submarine canyons and marine cycles of deposition in the southern Sacaramento Valley, California*. În *Sedimentation in submarine canyons, fans and trenches* (ed D. J. Stanley). pp. 2176–2291. Dowden: Hutchinson and Ross–Strousbourg.

AMOROSI, C., PASINI, PRETI (1999). *Sedimentary response to Late Quaternary sea-level changes in the Romagna coastal plain (northern Italy)*. Sedimentology, **46(1)**, 99–121.

AMY, L. A., TALLING, P. J. (2006). *Anatomy of turbidites and linked debrites based on long distance (120 × 30 km) bed correlation, Marnoso Arenacea Formation, Northern Apennines, Italy*. Sedimentology, **53(1)**, 161–212.

ANADON, P., CABRERA, L., KELTS, K. (1991). *Lacustrine Facies Analysis*. În Spec. Publ. inter. Ass.Sedim., p. 318. Oxford: Blackwell.

ANASTASIU, N. (1974). *Petrografia rocilor sedimentare*, TUB ed. Bucureşti.

ANASTASIU, N., GRIGORESCU, D. (1976). *Constituenţii clastici grosieri ai depozitelor cretacice din Unitatea Şisturilor negre; semnificaţie sedimentologică*. St. cercet. geol. geofiz. geogr., **Seria geol., 21**, 95–102.


BCU IAŞI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

ANASTASIU, N., GRIGORESCU, D. (1977). *Authigene Feldspares from Carbonate Rocks of the Black Schists Nappe.* Acad. R.S.R., Rev. roum. géol., géophis., géogr., **Série de géol., 21**, 71–77.

ANASTASIU, N. (1984). *What are the Green clasts of the Carpathian flysch?–a petrographic reconsideration.*

ANASTASIU, N., ALEXANDRESCU, GR., SZOBOTKA, ŞT. (1984). *Petrografia ruditelor senoniene din flişul de Hangu (Carpaţii Orientali). Reconstituiri de paleosurse.* St. cercet. geol., geofiz., geogr., **Seria geol. 29**, 92–99.

ANASTASIU, N., JIPA, D. (1984). *Source areas of the assyntic flysch deposits in the Central Dobrogea Massif (Romania).* An. Inst. Geol. şi Geofiz., **LXIV**, 445–453.

ANASTASIU, N. (1985). *Pétrologie comparée–lithoclastes verts du flysch carpathique vis-à-vis des épimétamorphites (Carpathes Orientales) et "schystes verts" (Dobrogea).*

ANASTASIU, N. (1986). *Conceptul de petrologie comparată şi reconstituire de arii sursă în formaţiunile de fliş.* St. cercet. geol. geofiz. geogr., **Seria geol. 31**, 89–100.

ANASTASIU, N. (1988). *Petrologie sedimentară*, Editura Tehnică, Bucureşti.

ANASTASIU, N., ŞTEFAN, M. (1989). *Analiza facială a terenurilor sedimentare.* TUB ed. Bucureşti.

ANASTASIU, N., ŞTEFAN, M. (1989). *Deschidere în analiza facială a epiclastelor pliocene din bazinul Dacic prin testul „Lanţul Markov".* St. cerc. geologie. Acad. Română, **34**, 87–98.

ANASTASIU, N. (1992). *Tectofaciesurile rocilor siliciclastice din flişul Carpaţilor Orientali.* St. cercet. geol. geofiz. geogr., **Seria geol., 37**, 59–77.

ANASTASIU, N. (1992). *Sisteme depoziţionale*, TUB ed. Bucureşti.

ANASTASIU, N., RĂILEANU, A. (1992). *Calcare-modele de facies.* TUB ed. Bucureşti.

ANASTASIU, N., IORDACHE, L. (1993). *Faciesurile depoziţionale ale Neogenului Superior dintre văile Topolog şi Olt (Depresiunea Getică).* Studii şi cercetări de Geologie, Academia Română, **38**, 41–56.

ANASTASIU, N., MARIUS, P., VÂRBAN, B. (1994). *Oligocene turbiditic sequences of the East Carpathians (Romania): facies analysis, arhitecture and cyclic events.* St. cercet. geol., geofiz., geogr., **Seria geol., 39**, 35–43.

ANASTASIU, N. (1994). *Petrography of the rhytmic gravity flows from the Cretaceous and Paleogene moldavide units (the East Carpathians–Romania).* 15th Regional Meeting 13/15 April 1994–Ischia, Italy, 31 pp.

ANASTASIU, N., MARIUS, P., VÂRBAN, B. (1995). *Facies analysis on Oligocene Formations from Outer Flysch Zone (the East Carpathians); a reconsideration.* Asoc. Geol. Carp.-Balk., Congr. XV, **4**, 317–323.

ANASTASIU, N., PANAIOTU, CRISTINA (1995). *Petrologie şi sedimentologie aplicată.* CCPEG ed. Bucureşti.

ANASTASIU, N., POPA, M. (1998). *Sedimentary cycles in the Lower–Middle Miocene sequences from the carpathian Foredeep, hyerarchy and depositional facies by case studies.* În *15th International Sedimentological Congres*, Univ. de Alicante.

ANASTASIU, N. (1999). *PETRO-SED – Glossar de termeni (Sedimentologie/Petrologie sedimentară–Glossar Bilingv: român–englez/englez–român).* Edit.Univ.Buc., Bucureşti.

ANASTASIU, N., JIPA, D. (2000). *Texturi şi structuri sedimentare (Ed. a III-a)*, Ed. Univ.Buc., Bucureşti.

ANASTASIU, N., DRĂGAN, E., ROBAN, R. D. (2002). *Diageneza rezervoarelor de hidrocarburi*, Ars Docendi ed. Bucureşti.

ANASTASIU, N. (2004). *CD-SED–2004, Sedimentologie – Curs interactiv.* Ars Docendi, prin Geomedia, Bucureşti.

ANASTASIU, N. (2005). *Minerale şi roci sedimentare (Ed. a III-a)*, Ed.Univ.Buc. Bucureşti.

ANDERSEN, N., PAUL, H. A., BERNASCONI, S. M., MCKENZIE, JUDITH A., BEHRENS, ANKE, SCHAEFFER, PH., ALBRECHT, P. (2001). *Large and rapid climate variability during the Messinian salinity crisis: Evidence from deuterium concentrations of individual biomarkers.* Geology, **29**(**9**), 799–802.

BCU CENTRALA LIBRARY

ANDERSON, D. S., CROSS, T. A. (2001). *Large-Scale Cycle Architecture in Continental Strata, Hornelen Basin (Devonian), Norway*. Journal of Sedimentary Research, **71**(2), 255–271.

ANDERSON, J. B., ASHLEY, G. M. (1991). *Glacial-Marine Sedimentation: Paleoclimatic Significance*. În *Special Paper* (ed. Geological Society of America). p. 232.

ANDERSON, J. B. (1999). *Antarctic Marine Geology*. p. 289. Cambridge: Cambridge University Press.

ANDREESCU, I. (1983). *Biochronology and Chronostratigraphy of the Upper Pliocene and Lower Pleistocene in the Dacic Basin*. An. Inst. Geol. Geofiz., **LIX**, 153–160.

ANDREESCU, I. (1986). *Observations on the Pliocene Coal Formation Conditions from the Dacic Basin with Special Regard on the Coal Complex of Oltenia*. D. S., Institutul Geologic al României, **70–71**(4), 203–218.

ARCE, J. L., MACIAS, J. L., VAZQUEZ-SELEM, L. (2003). *The 10.5 ka Plinian eruption of Nevado de Toluca volcano, Mexico: Stratigraphy and hazard implications*. GSA Bulletin, **115**(2), 230–248.

AROLDI, C. (2001). *The Pienides in Maramureş*, Cluj University Press, ed. Cluj.

AROLDI, C. (2006). *Controlul tectonic al sedimentării pentru secvenţele Eocene din Dacidele Mediane (Maramureşul de est)*. Analele Universităţii Bucureşti, Sesiunea Geo–2006, Bucureşti, comunicare.

ARRIBAS, J., MARFIL, RAFAELA DE LA PENA, JOSE, A. (1985). *Provenance of Triassic feldspathic sandstones in the Iberian Range (Spain); significance of quartz types*. Journal of Sedimentary Research, **55**(6), 864–868.

ARTHUR, M. A., JENKINS, H. C. (1981). *Phosphorites and palaeooceanography*. Geology of Oceans, Proc. 26th Int. Geol. Cong. Paris, 1980, 83–96.

ATALIK, E., MANSFIELD, C.F. (1984). *Dakota Sandstone facies, western Oklahoma panhandle*. AAPG Bull., **68:** 4, 449–450.

AUGUSTSONN, C., MUNKER, C., FANNING, M., BAHLBURG, H., JACOBSEN, Y. (2003). *Coupled U-PB ages and HF isotope compositions of single detrital zircons: a new provenance tool applied to sediments from the SW South American Gondwana margin*. Geological Society of America Bull., **35**(6), 390.

AYALON, A., BAR-MATTHEWS, MIRYAM, KAUFMAN, A. (2002). *Climatic conditions during marine oxygen isotope stage 6 in the eastern Mediterranean region from the isotopic composition of speleothems of Soreq Cave, Israel*. Geology, **30**(4), 303–306.

BĂDESCU, D. (1999). *Modelul structural al zonei externe al flişului din Carpaţii Orientali (partea centrală şi nordică) şi paleogeografia palinspastică la nivelul Senonianului şi Paleogenului*. Bucureşti, Universitatea din Bucureşti.

BĂDESCU, D. (2005). *Evoluţia tectono-stratigrafică a Carpaţilor Orientali în decursul Mezozoicului şi Neozoicului*, Economică ed., Bucureşti.

BAGNOLD, R. A. (1962). *Auto-suspension of transported sediment: turbidity currents*. Proc. Roy. Soc. London, **A 265**, 315–319.

BĂLTEANU, D., ŞERBAN, MIHAELA (2005). *Modificările globale ale mediului*, Coresi ed., Bucureşti.

BĂNCILĂ, I. (1955). *Paleogenul zonei mediane a flişului*. Acad. R.P.R., Bul. St., **VII**(4).

BĂNCILĂ, I. (1958). *Geologia Carpaţilor Orientali*, Ştiinţifică ed., Bucureşti.

BANU, A. C. (1965). *Contribuţii la cunoaşterea vârstei şi evoluţiei Deltei Dunării*. Hidrobiologia, Ed.Academiei, Bucureşti, **6**, 259–278.

BANU, A. C., RUDESCU, L. (1965). *Delta Dunării*, Ştiinţifică, ed. Bucureşti.

BARBU, N., IONESI, L., IONESI, BICA (1966). *Observaţii geologice şi paleogeomorfologice în zona de contact a obcinelor Bucovinei cu podişul Sucevei*. Anal.Şt.Univ. „Al.I. Cuza" Iaşi, sIIb–geol.–geog., **XII**.

BARRETT, T. J., SPOONER, E. T. C. (1971). *Ophiolitic breccias associated with allochthonous oceanic crustal rocks in the East Ligurian Apennines, Italy–a comparison with observations from riftrd oceanic ridges*. Earth Planet.Sci. Letts., **35**, 79–91.

BCU MIHAI EMINESCU TRUST LIBRARY

BARRON, E. J., WHITMAN, J. M. (1981). *Oceanic sediments in space and time*, John Wiley and Sons ed., New York.

BARTON, M. D., JOHNSON, D. A. (1996). *Evaporitic-source model for igneous-related Fe oxide-(REE-Cu-Au-U) mineralization*. Geology, **24(3)**, 259–262.

BASU, A. (1985). *Influence of climate and relief on compositions of sand released at source areas*. Reidel Publ. Co., Dordrecht. ed.

BASU, A. (2000). *A Perspective on Quantitative Provenance Analysis*. Memorie descrittive della carta geologica d'Italia, **LXI**.

BATALLA, R., J., DE JONG, C., ERGENZINGER, P., SALA, M. (1999). *Field observations on hyperconcentrated flows in mountain torrents*. Earth Surf. Proc. Land., **24**, 247–253.

BAUER, J. K., JOCHEN, S. TH. (2003). *Sequence architecture and carbonate platform configuration (Late Cenomanian–Santonian), Sinai, Egypt*. Sedimentology, **50(3)**, 387–414.

BAYER, U., SEILACHER, A. (1985). *Sedimentary and Evolutionary Cycles*, Springer Verlag ed. Berlin.

BENISON, K., C., GOLDSTEIN, R. H. (2000). *Sedimentology of Ancient Saline Pans: An Example from the Permian Opeche Shale, Williston Basin, North Dakota, U.S.A.* Journal of Sedimentary Research, **70(1)**, 159–169.

BERG (1968). *Isopach map of Fall River Formation (Wyoming, USA)*. Bureau of Economic Geology/ Clastic Reservoirs Group/ University of Texas at Austin (Internet source).

BERGER, A., LOUTRE, M. F., DEHANT, V. (1989). *Astronomical frequencies for pre-Quaternary paleoclimate studies*. Terra Nova, **1**, 474–479.

BERGER, W. H., WINTERER, E. L. (1974). *Plate stratigraphy and the fluctuating carbonate line*. În *Pelagic Sediments* (ed Hsu). pp. 11–48. Publ.Int.Ass.Sedim.

BERNET, M., BASSETT, KARI (2005). *Provenance Analysis by Single-Quartz-Grain SEM-CL/Optical Microscopy*. Journal of Sedimentary Research, **75(3)**, 492–500.

BHATTACHARYA, J. P., GIOSAN, L. (2003). *Wave-influenced deltas: geomorphological implications for facies reconstruction*. Sedimentology, **50(1)**, 187–210.

BIGARRELLA, J. J. (1972). *Eolian environments: their characteristics, recognition and importance*. În *Recognition of ancient sedimentary environments* (ed J. K. Rigby, Hamblin, W. K.). pp. 12–62. Soc.Econ.Paleont.Miner.

BLAIR, T. C., MCPHERSON, J. G. (1992). *The Trollheim alluvial fan and facies model revisited*. Geol.Soc.Am.Bull., **104**, 762–769.

BLAKEY, R. C., HAVHOLM, KAREN, G., JONES, L. S. (1996). *Stratigraphic analysis of eolian interactions with marine and fluvial deposits, Middle Jurassic Page Sandstone and Carmel Formation, Colorado Plateau, U.S.A.* Journal of Sedimentary Research, **66(2)**, 324–342.

BLATT, H., BERRY, W., BRANDE, S. (1991). *Principles of Stratigraphic Analysis*, Blackwell Scientific Publications ed., Boston.

BLISSENBACH, E. (1954). *Geology of alluvial fans in semi-arid regions*. Geol.Soc.Amer.Bull., **65**, 175–190.

BLUM, M. D., TORNQVIST, T. E. (2000). *Fluvial responses to climate and sea-level change: a review and look forward*. Sedimentology, **47(s1)**, 2–48.

BOGGS, S. J. (1987). *Principles of Sedimentology and Stratigraphy*, Macmillan Publishing Company ed., New York.

BOGGS, S. J., KRINSLEY, D. (2003). *Application of scanning-cathodoluminescence imaging of quartz to provenance analysis*. Geological Society of America Bull., **35(6)**, 391.

BOMBIȚĂ, G., GHEORGHIAN, D., GHEORGHIAN, M. (1971). *Asupra semnificațiilor microfaunelor Paleogene din Transilvania de Sud*. D. S. Inst. Geol. Geofiz., **LVIII**, 176–185.

BOMBIȚĂ, G., BRATU, ELENA, GHEȚA, N., ION, JANA (1980). *Foraminiferele mari din Depresiunea Getică și limitele studiului lor*. D. S. Inst. Geol. Geof., **LV**, 45–95.

BOOTHROYD, J.C. (1985). *Tidal inlets and tidal deltas*. În Davis R.A., Jr. (ed.), *Coastal sedimentary environments*. Springer–Verlag.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

BOOTHROYD J.C., FRIEDRICH, N.E., MCGINN, S.R. (1985). *Geology of microtidal coast lagoons: Rhode Island*. Marine Geology, **63:** 35–76.

BOSE, P. K., CHAKRABARTY, S., SARKAR, S. (1999). *Recognition of ancient eolian longitudinal dunes; a case study in upper Bhander Sandstone, Son Valley, India*. Journal of Sedimentary Research, **69(1)**, 74–83.

BOUMA, A. H. (1962). *Sedimentology of Some Flysch Deposits: A Graphic Approach to Facies Interpretation*, Elsevier ed., Amsterdam.

BOUMA, A. H., NORMARK, W. R., BARNES, N. E. (1985). *Submarine Fans and Related Turbidite Systems*, Springer–Verlag ed., New York.

BOUMA, A. H., CARTER, R. M. (1991). *Facies Models in Exploration and Development of Hydrocarbon and Ore Deposits*. În *Proceedings 28th IGC, 1989*, p. 254. Utrecht: VSP.

BOUMA, A. H. (2000). *Coarse-grained and fine-grained turbidite systems as end member models: applicability and dangers*. Marine and Petroleum Geology, **17**, 137–144.

BOURMAN, R. P., ALLEY, N. F. (1999). *Permian glaciated bedrock surfaces and associated sediments on Kangaroo Island, South Australia: implications for local Gondwanan ice-mass dynamics*. Australian Journal of Earth Sciences, **46(4)**, 523–531.

BOWLER, J. M., TELLER, J. T. (1986). *Quaternary evaporites and hydrological changes, Lake Tyrell*. J.Earth Sci., **33**, 43–66.

BOYD, R., SUTTER, J., PENLAND, S. (1989). *Sequence stratigraphy of the Mississippi delta*. Guf Coast Assoc.of Geol.Soc.Trans., **39**, 331–340.

BRENCHLEY, P. J., WILLIAMS, B. P. (EDS) (1985). *Sedimentology, Recent Developments and Applied Aspects*, Blackwell ed., London.

BRIDGE, J. S. (1993). *Description and interpretation of fluvial deposits: a critical perspective*. Sedimentology, **40(4)**, 801–810.

BRIERELEY, G. J., LIU, K., CROOK, A. W. (1993). *Sedimentology of coarse – grained alluvial fans in the Markham Valley, Papua New Guinea*. Sedimentary Geology, **86**.

BRISTOW, C. S. (1993). *Sedimentary structures exposed in bar tops in the Brahmaputra River, Bangladesh*. În *Braided rivers* (ed J. L. Best, C. S. Bristow). pp. 277–289. Geol.Soc.Lond.Sec.Publ.

BROOKFIELD, M. E., AHLBRANDT, T. S. (1983). *Eolian sediments and processes*, Elsevier ed., Amsterdam.

BROOKFIELD, M. E. (2003). *Principles of Stratigraphy*, Blackwell Publishing ed., Oxford.

BROWNING, J. V., MILLER, K. G., MCLAUGHLIN, P. P., KOMINZ, MICHELLE, A., SUGARMAN, P. J., MONTEVERDE, D., FEIGENSON, M. D., HERNANDEZ, J. C. (2006). *Quantification of the effects of eustasy, subsidence, and sediment supply on Miocene sequences, mid-Atlantic margin of the United States*. GSA Bulletin, **118(5–6)**, 567–588.

BUCK, S. P., BOTTJER, D. J. (1985). *Continental slope deposits from a Late Cretaceous, tectonically active, margin, southern California*. J.Sed.Petrology, **55**, 843–855.

BUCUR, I. (1978). *Microfaciesurile calcarelor albe din partea de nord a masivului Piatra Craiului, considerații biostratigrafice*. D. S. Inst. Geol. Geofiz., **LXIV(4)**, 89–105.

BULGĂREANU, V. (1975). *Asupra limnogeologiei unor lacuri pelogene din Bărăganul Central: Unturosu, Tătaru, Plaşcu şi Chioibăşeşti (județul Brăila)*. D. S. Inst. Geol. Român, **LXI(1)**, 255–272.

BULGĂREANU, V. (1975). *Dinamica conținuturilor în fier din apele litorale ale unor lacuri paleogene din Câmpia Română şi Dobrogea*. D. S. Inst. Geol. Român, **LXI(1)**, 293–313.

BULGĂREANU, V. (1981). *Some remarks regarding the mineralogy and the peloidogenesis processes of Amara Lake (Ialomița County, Roumania Plain)*. Revue Roumaine de Géologie, Academia Română, **25**, 109–115.

BULGĂREANU, V. (1985). *Physico-chemical stratification and heliothermy of (karstosaline ?) lake Ursu (Sovata, România)*. Theoretical and Applied Karstology, Inst. Speologic, **2**, 165–174.

BULLARD, J. E., LIVINGSTONE, I. (2002). *Interactions between aeolian and fluvial systems in dryland environments*. Area, **34(1)**, 8–16.

BCU IAȘI – DIGITAL LIBRARY

BURCHETTE, T. P., WRIGHT, V. P. (1992). *Carbonate ramp depositional sistems*. Sed.geol., **79**, 5–57.

CAIRNCROSS, B. (1986). *Depositional environments of the Permian Vryheid formation in the east Witbank Coalfield: a framework for coal seam stratigraphy, occurrence and distribution*. p. 232. Johannesburg: University of the Witwatersrand.

CAIRNCROSS, B. (2003). *Sedimentology of the Karoo coals*. În Sasol Coal Secunda, South Africa.

CALVO, J. P., GOMEZ-GRAS, D., ALONSO-ZARZA, ANA, M., JIMENEZ, S. (2000). *Architecture of a Bench-Type Carbonate Lake Margin and Its Relation to Fluvially Dominated Deltas, Las Minas Basin, Upper Miocene, Spain*. Journal of Sedimentary Research, **70(1)**, 240–254.

CANTUNIARI, S. (1941). *Sur le sable blanc oligocene de Vălenii de Munte (dep.de Prahova)*. C. R. De Sen. Inst. Geol., 1937–1938, 86–88.

CARLSON, J., GROTZINGER, J. P. (2001). *Submarine fan environment inferred from turbidite thickness distributions*. Sedimentology, **48(6)**, 1331–1351.

CARROLL, A. R., BOHACS, K. M. (1999). *Stratigraphic classification of ancient lakes; balancing tectonic and climatic controls*. Geology, **27(2)**, 99–102.

CARROLL, A. R., BOHACS, K. M. (2001). *Lake-Type Controls on Petroleum Source Rock Potential in Nonmarine Basins*. A.A.P.G. Bulletin, **85(6)**, 1033–1053.

CARVAJAL, C. R., STEEL, R. J. (2006). *Thick turbidite successions from supply-dominated shelves during sea-level highstand*. Geology, **34(8)**, 665–668.

CĂTUNEANU, O., WILLIS, A. J., MIALL, A. D. (1998). *Temporal siginificance of sequence boundaries*. Sedimentary Geology, **121**, 157–178.

CĂTUNEANU, O. (2002). *Sequence Stratigraphy of clastic systems: concepts, merits, and pitfalls*. J.Afr.Earth Sci., **35(1)**, 1–43.

CĂTUNEANU, O., HANCOX, P. J., CAIRNCROSS, B., RUBIDGE, B. S. (2002). *Foredeep submarine fans and forebulge deltas: orogenic off-loading in the underfilled Karoo Basin*. J. African Earth Sci., **35(4)**, 489–502.

CĂTUNEANU, O. (2003). *Sequence Stratigraphy of Clastic Systems*. În *Short Course Notes*, p. 248. Geological Association of Canada.

CELESTINA, V., COTTI, F. (2004). *Encyclopedia of Sediments and Sedimentary Rocks*, Springer Verlag ed., Berlin.

CHAKRABORTY, T., CHAKRABORTY, C. (2001). *Eolian-Aqueous Interactions in the Development of a Proterozoic Sand Sheet: Shikaoda Formation, Hosangabad, India*. Journal of Sedimentary Research, **71(1)**, 107–117.

CHAN, M. A., ARCHER, A. W. (2003). *Extreme Depositional Environments: Mega End Members in Geologic Time*. În *Special Paper 370*, p. 281. Geological Society of America.

CHANGSONG, L., ERIKSSON, K., SITIAN, LI, YONGXIAN, WAN, JIANYE, REN, YANMEI, ZHANG (2001). *Sequence Architecture, Depositional Systems, and Controls on Development of Lacustrine Basin Fills in Part of the Erlian Basin*, Northeast China. A.A.P.G. Bulletin, **85(11)**, 2017–2043.

CHEN, C., HISCOTT, R. N. (1999). *Statistical analysis of turbidite cycles in submarine fan successions; tests for short-term persistence*. Journal of Sedimentary Research, **69(2)**, 486–504.

CHIRIAC, M., LĂCĂTUŞU, A. (1964). *Contribuţii la cunoaşterea şisturilor verzi din partea sudică a Dobrogei Centrale*. St.Cerc.Geologie, Academia Română, **9(2)**.

CHUN, S. S., CHOUGH, S. K. (1995). *The Cretaceous Uhangri Formation, SW Korea: lacustrine margin facies*. Sedimentology, **42(2)**, 293–322.

CIULAVU, D. (1998). *Tertiary Tectonics of the Transylvanian Basin*. În *Geology*, p. 151, Amsterdam: Vrije Universiteit.

CIUPAGEA, D., PAUCĂ, M. I. (1970). *Geologia Depresiunii Transilvaniei*, Academiei ed., Bucureşti.

CLARK, J. D., PICKERING, K. T. (1996). *Submarine channels: Process and architecture*, Vallis Press ed., London.

CLARK, J. D., PICKERING, K. T. (1996). *Architectural Elements and Growth Patterns of Submarine Channels. Applications to Hydrocarbons Extraction*. A.A.P.G. Bulletin, **80**, 194–221.

BCU CLUJ UNIVERSITY LIBRARY

CLARKE, L. J., JENKYNS, H. C. (1999). *New oxygen isotope evidence for long-term Cretaceous climatic change in the Southern Hemisphere*. Geology, **27(8)**, 699–702.

CLAUZON, G., SUC, JEAN-PIERRE, GAUTIER, F., BERGER, A., LOUTRE, MARIE-FRANCE (1996). *Alternate interpretation of the Messinian salinity crisis; controversy resolved?*. Geology, **24(4)**, 363–366.

COE, A. L., BOSENCE, D. W. J., CHURCH, K. D., FLINT, S. S., HOWELL, J. A. R., WILSON, C. L. (2003). *The Sedimentary Record of Sea-Level Change*, Cambridge University Press ed., Cambridge.

COHEN, A. S. (2004). *Paleolimnology: The History and Evolution of Lake Systems*, Oxford University Press ed.

COLELLA, A., PRIOR, D. B. (1990). *Coarse-grained deltas*. Spec.Publ.Int. Assoc. of Sediment., **10**. p. 357. (COLELLA, A., PRIOR, D. B. Ed.).

COLEMAN, J. M., WRIGHT, L. D. (1975). *Modern river deltas: variability of processes and sand bodies*. În *Deltas, models for exploration* (ed. M. L. Broussard). pp. 99–149. Houston, Texas: Houston Geol.Soc.

COLEMAN, J. M. (1981). *Delta: processes of deposition and models for ploration, Burgess*. Minneapolis: CEPCO Division.

COLEMAN, J. M., PRIOR, D. B. (1982). *Deltaic environments*. În *Sandstone depositional environments* (ed. P. A. Scholle, D. R. Spearing). pp. 139–178. A.A.P.G. Mem.

COLEMAN, J. M., PRIOR, D. B., LINDSAY, J. F. (1983). *Deltaic influences on shelfedge instability processes*. În *The shelfbreak: critical interface on continental margins* (ed. D. J. Stanley, G. T. Moore). pp. 121–137. Spec.Publ.Soc.Econ.Paleont.Miner.

COLLIER, R. E. L., LEEDER, M. R., MAYNARD, J. R. (1990). *Transgressions and regressions; a model for the influence of tectonic subsidence, deposition and eustasy, with application to Quaternary and Carboniferous examples*. Geological Magazine, **127(2)**, 117–128.

COLLINSON, J. D. (1986). *Deserts*. În *Sedimentary environments and facies* (ed. H. G. Reading). pp. 95–112. Oxford.

COLLINSON, J. D. (1996). *Alluvial sediments*. În *Sedimentary environments: processes, facies and stratigraphy* (ed. H. G. Reading). pp. 37–83. Blackwell Sci.

COLMAN, S. M., KARABANOV, E. B., NELSON, C. H. III (2003). *Quaternary Sedimentation and Subsidence History of Lake Baikal, Siberia, Based on Seismic Stratigraphy and Coring*. Journal of Sedimentary Research, **73(6)**, 941–956.

CONIGLIO, M., JAMES, N. P. (1990). *Origin of fine-grained carbonate and siliciclastic sediments in an Early Paleozoic slope sequence, Cow Head Group, Newfoundland*. Sedimentology, **37(2)**, 215–230.

CONTESCU, L., MIHĂILESCU, N. (1966). *Direcţii de curent în flişul eocen dintre Valea Ialomiţei şi Valea Verbilăului*. St. cercet. geol., geofiz., geogr., Seria geol., **11(1)**, 63–70.

CONTESCU, L., JIPA, D., MIHĂILESCU, N., PANIN, N. (1966). *The Internal Paleogene Flysch of the Eastern Carpathians: paleocurrents, sourse areas and facies significance*. Sedimentology, **7(4)**, 307–321.

CONTESCU, L. R. (1967). *Formations et faciés dans la zone du Flysch de Carpates Orientales Roumaines*. Geol. Rundschau. Bd. 56, H 1, 241–262.

COOK, H. E., HINE, A. C., MULLINS H. T. (1983). *Platform margin and deep water carbonates*. În *Short Cours*, p. 573. Soc.Econ.Paleont.Miner.

COOKE, R. U., WARREN, A., GOUDIE, A. S. (1993). *Desert Geomorphology*, University College London Press ed., London.

COSMA, S., TEODORU, I., BRESTOIU, C. (1962). *Cercetări geologice în Dobrogea centrală (şisturi verzi)*. D. S. Com. Geol., **LXVI**, 207–224.

COTEŢ, P. (1960). *Evoluţia morfohidrografică a Deltei Dunării*. Probl. Geogr., **VII**, 53–81.

COTEŢ, P. (1971). *Geomorfologie cu elemente de Geologie*, Editura Didactică şi Pedagogică, Bucureşti.

BCU MIHAIL KOGĂLNICEANU UNIVERSITY LIBRARY

COUNCIL, N. R. (1990). *Sea Level Change*, National Academies Press ed.

COWAN, E. J. (1991). *The large-scale architecture of the fluvial Westwater Canyon Member, Morrison Formation (Jurassic), San Juan Basin, New Mexico.* În *The three dimensional facies architecture of terrigenous clastic sediments, and its implications for hydrocarbon discovery and recovery* (ed. A. D. Miall, N. Tyler). pp. 80–93. SEPM Concepts in Sedimentology and Paleontology.

COX, A., HART, R. B. (1986). *Plate Tectonics*, Blackwell Publishing ed. Oxford.

CRAMPTON, J. S., SCHIOLER, P., RONCAGLIA, LUCIA (2006). *Detection of Late Cretaceous eustatic signatures using quantitative biostratigraphy.* GSA Bulletin, **118**(7–8), 975–990.

CRIMES, T. P., HARPER, J. C. (1970). *Trace Fossils*, Seel House Press ed., Liverpool.

CRISS, R. E., SHOCK, E. L. (2001). *Flood enhancement through flood control.* Geology, **29**(10), 875–878.

CRITELLI, S., LE PERA, E. (2000). *Provenance Relations and Modern Sand Petrofacies in an Uplifted Thrust-Belt, Northern Calabria, Italy.* În *Memorie descrittive della carta geologica d'Italia.*

CRONAN, D. S. (1980). *Underwater Minerals*, Academic Press ed., London.

CRONIN, T. M. (1999). *Principles of Paleoclimatology*, Columbia University Press ed.

CROWELL, J. C., LINK, M. H. (1982). *Geologic History of Ridge Basin, southern California* (ed. Soc.Econ.Paleont.Miner). p. 304. Tulsa.

CURRIE, B. S. (1998). *Upper Jurassic–Lower Cretaceous Morrison and Cedar Mountain formations, NE Utah–NW Colorado; relationships between nonmarine deposition and early Cordilleran foreland–basin development.* Journal of Sedimentary Research, **68**(4), 632–652.

DALRYMPLE, R.W. (1992). *Tidal depositional systems.* În *Facies Models* (ed., by Walker and James). Geol. Soc. Canada, p. 195–218.

DALRYMPLE, R.W., ZAITLIN, B.A., BOYD, R. (1992). *A conceptual model of estuarine sedimentation.* J. Sedim. Petrol., **59:** 912–921.

DALY, R. A. (1936). *Origin of submarine canyons.* Am.J.Sci., **31**, 401–420.

DAM, G., SUTLYK, F. (1992). *Forced regression in a large wave- and storm-dominated anoxic lake, Rhaetian–Sinemurian Kap Stewart Formation, East Greenland.* Geology, **20**, 749–752.

DAVID, E. (2004). *Glacial Landsystems*, Oxford University Press ed., Oxford

DAVIES, S. J., GIBLING, M. R. (2003). *Architecture of coastal and alluvial deposits in an extensional basin: the Carboniferous Joggins Formation of eastern Canada.* Sedimentology, **50**(3), 415–439.

DAVIES, T. A., GORSLINE, D. S. (1976). *Oceanic sediments and sedimentary processes*, Academic Press ed., London.

DAVIS, R. A. (1985). *Coastal Sedimentary Environments, 2nd ed.*, Springer-Verlag ed., New York.

DAVIS, R. A. J. (1992). *Depositional Systems: An Introduction to Sedimentology and Stratigraphy*, Prentince Hall, Englewood Cliffs (Second Edition) ed., New Jersey.

DE BOER, P. L., SMITH, D. G. (1994). *Orbital Forcing and Cyclic Sequences* (ed., S. Publication). p. 558. Oxford: Blackwell Scientific Publications.

DEAN, W. E. (1975). *Shallow-water versus deep-water evaporites [discussion].* A.A.P.G. Bulletin, **59**(3), 534–535.

DEAN, W. E., SCHWALB, ANTJE (2002). *The Lacustrine Carbon Cycle as Illuminated by the Waters and Sediments of Two Hydrologically Distinct Headwater Lakes in North-Central Minnesota, U.S.A.* Journal of Sedimentary Research, **72**(3), 416–431.

DECKER, K. (1991). *Rhythmic bedding in siliceous.* În *Cycles and Events in Stratigraphy* (ed. G. Einsele, Ricken, W., Seilacher, A.). pp. 464–479. Berlin: Springer–Verlag.

DEGENS, E. T., ROSS, D. A. (1974). *The Black Sea–geology, chemistry & biology.* Mem. Am. Ass.Petrol. Geol., **20**, 633 pp.

DENSMORE, A. L., HOVIUS, N. (2000). *Topographic fingerprints of bedrock landslides.* Geology, **28**(4), 371–374.

BCU CLUJ UNIVERSITY LIBRARY

DERER, C. (1999). *Unităţi depoziţionale şi modele de facies în depozitele ponţiene şi daciene din Depresiunea Getică*. În Dept. of Mineralogy, p. 68. Bucharest: University of Bucharest.

DERER, C., ANASTASIU, N. (2001). *Fair-Weather versus Storm Influence on Upper Neogen delta Systems, South Carpathians Foredeep, Romania*. Mitt.Ges.Geol.Bergbaustud.Oterr., **45**, Wien, 57–66.

DES, M., DAVID, J. (1997). *Long-term evolution of the biogeochemical carbon cycle*. Reviews in Mineralogy and Geochemistry, **35(1)**, 429–448.

DEWEY, J. F., BIRD, J. M. (1971). *Origin and emplacement of the ophiolite suite > Appalachian ophiolites in Newfoundland*. J.geophys.Res., **76**, 3179–3206.

DEYNOUX, M. (1985). *Terestrial or waterlain glacial diamictites?*. Palaeogeogr. Paleoclimatol. Palaeoecol., **51**, 97–141.

DEYNOUX, M., MILLER, J. M. G., DOMACK, E. W., EYLES, N., FAIRCHILD, I., YOUNG, G. M. (2004). *Earth's Glacial Record*, Cambridge University Press ed., Cambridge.

DICKINSON, W. B., SUCZEC, C. A. (1979). *Plate tectonics and sandstone composition*. A.A.P.G. Bulletin, **63**, 2164–2182.

DICKINSON, W. R., VALLONI, R. (1980). *Plate settings and provenance of sands in modern ocean basins*. Geology, Boulder, **8**, 82–86.

DICKINSON, W. R., BEARD, L., SUE, BRAKENRIDGE, G. R., ERJAVEC, J. L., FERGUSON, R. C., INMAN, K. F., KNEPP, R. A., LINDBERG, F. A., RYBERG, P. T. (1983). *Provenance of North American Phanerozoic sandstones in relation to tectonic setting*. GSA Bulletin, **94(2)**, 222–235.

DICKINSON, W. R. (1985). *Interpreting provenance relations from detrital modes of sandstones*. În *Provenance of Arenites*, (ed G. G. Zuffa). pp. 333–361. Dordrecht: NATO ASI, Reidel Publ. Co.

DINU, C. (1977). *Compoziţia granulometrică şi distribuţia sedimentelor actuale din lacul de baraj Bicaz*. Comunicări, Analele Universităţii Bucureşti, **20**, 307–320.

DONISĂ, I., DONISĂ, A., ANASTASIU, V. (1999). *Geografie fizică, Pământul–planeta oamenilor*, Editura Didactică şi Pedagogică, Bucureşti.

DOUGLAS, S., YANG, HEIXONG (2002). *Mineral biosignatures in evaporites: Presence of rosickyite in an endoevaporitic microbial community from Death Valley, California*. Geology, **30(12)**, 1075–1078.

DOWDESWELL, J. A., WHITTINGTON, R. J., JENNINGS, A. E., ANDREWS, J. T., MACKENSEN, A., MARIENFELD, P. (2000). *An origin for laminated glacimarine sediments through sea-ice build-up and suppressed iceberg rafting*. Sedimentology, **47(3)**, 557–576.

DOYLE, L. J., PILKEY, O. H. (1979). *Geology of Continental Slope*. În *Special Publications*, p. 374. Tulsa: Soc.Econ.Paleont. Mineralogist.

DRAGASTAN, O. (1997). *Transylvanides–a Jurasic-Cretaceous Paleoenvironmental and Depositional Model*. Acta.Paleont.Romaniae, **1**, 37–43.

DRUMMOND, C. N., PATTERSON, W. P., WALKER, J. C. G. (1995). *Climatic forcing of carbon-oxygen isotopic covariance in temperate-region marl lakes*. Geology, **23(11)**, 1031–1034.

DUFF, P. D. (1992). *Holmes' Principles of Physical Geology*, Chapman&Hall ed., London.

DUMITRESCU, I. (1952). *Studiul geologic al regiunii dintre Oituz şi Caşin*. An. Com. Geol., **XXIV**, 195–270.

DUMITRIU, M., DUMITRIU, C. (1964). *Arii sursă ale unor sedimente paleogene din Carpaţii Orientali*. Studii şi Cercetări de Geologie, **9–1**.

DUNHAM, R. J. (1962). *Classification of carbonate rocks according to depositional texture*. A.A.P.G. Memoir, **1**, 108–121.

EDWARDS, M. B. (1975). *Glacial retreat sedimentation in the Smalfjord Formation, Late Precambrian, Finnmark, North Norway*. Sedimentology, **22(1)**, 75–94.

EINSELE, E., RICKEN, W., SEILACHER, A. (1991). *Cycles and events in stratigraphy–basic concepts and terms*, Springer Verlag ed., Berlin.

EINSELE, G. (2000). *Sedimentary Basins. Evolution, Facies and Sedimentary Budget*, Springer-Verlag ed., Berlin, Heidelberg, New York.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

ELLIOT, T. (1986). *Deltas*. În *Sedimentary environment and facies* (ed. H. G. Reading). pp. 113–154. Oxford: Blackwell.

ELLIOT, T. (1986). *Clastic shorelines*. În: Reading H.G. (ed.), *Sedimentary environments and facies*. Blackwell Sci.Publ., Oxford.

EMERY, D., MYERS, K. J. (1996). *Sequence Stratigraphy*. Blacwell.

EMERY, K. O. (1977). *Stratigraphy and structure of pull-apart margins*. În *Educ.Course*, pp. 1–20. Amer.Assoc. Petrol.Geol.

ENCIU, P. *et al.* (1995). *The evolution of the Climate during Pliocene–Lower Pleistocene in the South of the Dacic Basin*. Romanian Journal of Stratigraphy, **76(suppl.8)**, 67.

ETHRIDGE, F. G., FLORES, R. M. (1981). *Modern and ancient nonmarine depositional environments: models for exploration*. În *Special Publications*, pp. 315–329. Soc.Ec.Paleo., Miner.

ETHRIDGE, F. G., WESCOTT, W. A. (1984). *Tectonic setting recognition and hydrocarboan reservoir potential of fan delta deposits*. În *Sedimentology of gravels and Conglomerates* (ed. E. H. Koster, R. J. Steel). pp. 217–235. Calgary: Mem. Can. Soc. Petrol. Geol.

EUGSTER, H. P., HARDIE, L. A. (1978). *Saline Lakes*. În *Lakes: chemistry, geology, physics* (ed. A. Lerman). pp. 237–293. New York: Springer–Verlag.

EVANS, D. (2003). *Glacial Landsystems*, Arnold ed., New York.

EVANS, M. A. (1993). *Ore Geology and Industrial Minerals: an introduction*. Blackwell Publishing ed., Oxford.

EYLES, C. H., EYLES, N., GOSTIN, V. A. (1998). *Facies and allostratigraphy of high-latitude, glacially influenced marine strata of the Early Permian southern Sydney Basin, Australia*. Sedimentology, **45(1)**, 121–162.

FALK, P. D., DORSEY, J., REBECCA (1998). *Rapid development of gravelly high-density turbidity currents in marine Gilbert type fan deltas, Lorento Basin, Baja California Sur, Mexico*. Sedimentology, **45(2)**, 331–349.

FAUGERES, J. C., STOW, D. A. V. (1993). *Bottom-current-controled sedimentation: a synthesis of the conturites problem*. În *Sedim.Geol.*, pp. 287–297.

FELIX, M. (2002). *Flow structure of turbidity currents*. Sedimentology, **49(3)**, 397–419.

FILIPESCU, M. G. (1933). *Note sur la presence de roches siliceuses d'origine organique dans les Couches de Podu Morii, a Vălenii-de-Munte, distr. de Prahova*. C.R.de Sen. Inst. Geol., **1931–1930**, 101–105.

FILIPESCU, M. (1961). *Problema limitei inferioare şi superioare a Paleogenului în Carpaţii Orientali*. Analele Universităţii „C.I. Parhon" Bucureşti, **27**.

FISHER, A. G. (1986). *Climatic rhytms recorded in strata*. Ann.Rev.Earth Planet Sci., **14**, 351–376.

FLEET, A. J., KELTS, K., TALBOT, M. R. (1988). *Lacustrine Petroleum Source Rocks* (ed. Spec.Publ.geol.Soc.Lond.). p. 391. Oxford: Blackwell Scient. Public.

FLEMMING, B. W., BARTHOLOMA, A. (1995). *Tidal Signatures in Modern and Ancient Sediments*, Blackwell Publishing ed., Oxford.

FLINT, R. F. (1971). *Glacial and Quaternary Geology*, John Wiley ed., New York.

FLUGEL, E. (2004). *Microfacies of Carbonate Rocks: Analysis, Interpretation and Application*, Springer-Verlag ed., Berlin.

FOLK, R. L. (1974). *Petrology of Sedimentary Rocks*, Hemphill ed., Austin, Texas.

FOUKE, B. W., ZERKLE, A. L., ALVAREZ, W., POPEKEVIN, O., OCAMPO, ADRIANA, C., WACHTMAN, R. J., GRAJALES, J. M., CLAEYS, P., FISHER, A. G. (2002). *Cathodoluminescence petrography and isotope geochemistry of KT impact ejecta deposited 360 km from the Chicxulub crater, at Albion Island, Belize*. Sedimentology, **49**, 117–138.

FRANCUS, P. (2003). *Image Analysis, Sediments and Paleoenvironments*, Springer ed., Berlin.

FRASER, G. S. (1989). *Clastic Depositional Systems*, Prentince Hall, Englewood Cliffs ed., New Jersey.

FRAZIER, D. E. (1967). *Recent deltaic deposits of the Mississippi River: their development and chronology*. Trans.Gulf Coast.Ass.Geol.Soc., **17**, 287–315.

BCU CLUJ UNIVERSITY LIBRARY

FREY, R. W. (1990). *Trace fossils and hummocky cross-stratification.* În *Upper Cretaceous of Utah*: Palaios, pp. 203–218.

FREYBERGER, S. G. (1979). *Dune form and wind regime.* US Geol.Survey, Prof.Pap., **1052**, 137–169.

FRIEDMAN, G. M. (1972). *Significance of Red Sea in problem of evaporites and basinal limestones.* A.A.P.G. Bulletin, **56(6)**, 1072–1086.

FRIEDMAN, G. M., SANDERS, J. E. (1978). *Principles of Sedimentology*, J.Wiley ed., New York.

FROSTICK, L. E. (1987). *Desert environments: ancient and modern.* În *Geol.Soc.Spec.Publ.*, p. 401. GSA.

FRUNZESCU, D. (2000). *Studiu stratigrafic şi sedimentologic al evaporitelor miocene dintre V.Buzăului şi V.Teleajenului*, p. 284. Bucureşti: Universitatea din Bucureşti.

FULGA, C. (2004). *Terrigenous minerals in the sediments of the Black Sea littoral and inner shelf.* GEO-ECO-MARINA, **9–10**, 47–52.

GALLOWAY, W. E. (1975). *Process framework for describing the morphologic and stratigraphic evolution of deltaic depositional systems.* În *Deltas, models for exploration* (ed. M. L. Broussard). pp. 87–98. Houston, Texas: Houston Geol.Soc.

GALLOWAY, W. E., HOBDAY, D. K. (1983). *Terrigenous Clastic Depositional Systems*, Springer-Verlag ed., Berlin, New York.

GALLOWAY, W.E. (1989). *Genetic stratigraphic sequences in basin analysis I: architecture and genesis of flooding-surface bounded depositional units*, AAPG Bull., v. 73, p.125–142.

GAO, C. (2006). *Interglacial Extreme Floods and Their Implications for Climate Instability in the Ipswichian (Eemian) Stage for the River Great Ouse, Southeast England, U.K.* Journal of Sedimentary Research, **76(4)**, 689–699.

GARCIA-HIDALGO, J. F., TEMINO, J., SEGURA, M. (2002). *Holocene Eolian Sediments on the Southern Border of the Duero Basin (Spain): Origin and Development of an Eolian System in a Temperate Zone.* Journal of Sedimentary Research, **72(1)**, 30–39.

GARRISON, R. E., FISCHER, A. G. (1969). *Deep water limestones and radiolarites of the Alpine Jurassic.* În *Special Publications*, pp. 20–56. Soc.Econ.Paleont.Miner.

GARRISON, R. E., DOUGLAS, R. G., PISCIOTTO, K. E., ISAACS, C. M., INGLE, J. C. (1981). *The Monterey Formation and Related Silicieous Rocks of California.* În *Special Publications Pac.Sect.* p. 327. Soc. Econ. Paleont.Miner.

GARRISON, T. S. (2005). *Oceanography: an invitation to marine science*, Thomson Brooks ed., Cole.

GARZANTI, E., SCIUNNACH, D., CONFALONIERI, M. P. (2000). *Discriminating sourse rock and environmental control from detrital modes of Permo-Triassic fluvio-deltaic sandstones: I.Southern Alps (Lombardy, Italy).* Memorie descrittive della carta geologica d'Italia, **LXI**.

GAWTHORPE, R. L., HARDY, S., RITCHIE, B. (2003). *Numerical modelling of depositional sequences in half-graben rift basins.* Sedimentology, **50(1)**, 169–185.

GHIBAUDO, G. (1992). *Subaqueous sediment gravity flow deposits: practical criteria for their field description and classification.* Sedimentology, **39(3)**, 423–454.

GINSBURG, R. N. (1975). *Tidal Deposits*, Springer-Verlag ed., Berlin.

GLASSER, N. F., HAMBREY, M. J. (2002). *Sedimentary facies and landform genesis at a temperate outlet glacier: Soler Glacier, North Patagonian Icefield.* Sedimentology, **49(1)**, 43–64.

GLENNIE, K. W. (1970). *Desert Sedimentary Environments.* În *Developments in Sedimentology*, p. 222. Amsterdam: Elsevier.

GLENNIE, K. W. (1972). *Permian Rotliegendes of northwest Europe interpreted in light of modern desert sedimentation studies.* A.A.P.G. Bull., **56**, 1048–1071.

GLIKSON, A. Y. (1999). *Oceanic mega-impacts and crustal evolution.* Geology, **27(5)**, 387–390.

GOMEZ, B., MERTES, L. A. K., PHILLIPS, J. D., MAGILLIGAN, F. J., JAMES, L. A. (1995). *Sediment characteristics of an extreme flood; 1993 upper Mississippi River valley.* Geology, **23(11)**, 963–966.

BCU CLUJ CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

GOODBRED, S. L., KUEHL, S. A. (1999). *Holocene and modern sediment budgets for the Ganges–Brahmaputra river system; evidence for highstand dispersal to flood-plain, shelf, and deep-sea depocenters*. Geology, **27(6)**, 559–562.

GRASU, C., CATANĂ, C., GRINEA, D. (1988). *Flişul carpatic. Petrografie şi consideraţii economice*.

GRASU, C., CATANĂ, C., BOBOŞ, I. (1996). *Petrografia formaţiunilor din flişul intern carpatic*.

GRASU, C., MICLĂUŞ, CRINA, BRÂNZILĂ, M., BOBOŞ, I. (2002). *Sarmaţianul din Sistemul Bazinelor de foreland ale Carpaţilor Orientali*, Tehnică ed., Bucureşti.

GRĂDINARU, E. (1988). *Jurassic rocks and bimodal volcanics of the Cîrjelari-Camena Outcrop Belt*. St.cerc.Geologie, 33, 9–7121. Bucureşti.

GRĂDINARU, E. (2006). *Orogenul Dobrogei de Nord – Evoluţia unui concept tectonic: contribuţie la istoria geologiei în România*. Ed.Ars Docendi, 124 pag., Bucureşti.

GREENE, T. J., ZINNIKER, D., MOLDOWAN, J. M., KEMING, CHENG, AIGUO, SU (2004). *Controls of oil family distribution and composition in nonmarine petroleum systems: A case study from the Turpan-Hami basin, northwestern China*. A.A.P.G. Bulletin, **88(4)**, 447–481.

GRIFFITH, L. S., PITCHER, M. G., RICE, G. W. (1969). *Quantitative analysis of a Lower Cretaceous reef complex*. În *Special Publications*, pp. 120–138. Tulsa: Soc.Econ.Paleont. Mineralog.

GRIGORAŞ, N. (1955). *Studiul comparativ al faciesurilor Paleogenului dintre Putna şi Buzău*. Anuarul Institutului Geologic al României, **XXVIII**.

GRIGORAŞ, N., DĂNEŢ, T. (1961). *Contribuţii la cunoaşterea şisturilor verzi dobrogene*. St.Cerc.Geologie, Academia Română, **6(III)**, 541–553.

GRIGORAŞ, N., PAULIUC, S., COSTEA, I. (1966). *Date privind faciesurile Paleogenului dintre Văile Oituz şi Bistriţa*. Studii şi Cercetări de Geologie, **11–2**.

GRIGORESCU, D. (2003). *Stratigrafie şi Geologie istorică*. Ars Docendi. Bucureşti. 127 p.

GUILBERT, J. M., PARK, C. F. JR. (1986). *The Geology of Ore Deposits*, Freeman ed.

GURVICH, G. E. (2006). *Metalliferous Sediments of the World Ocean: Fundamental Theory of Deep-Sea Hydrothermal*. Springer ed., New York.

HALLAM, A. (1981). *Facies interpretation and the Stratigraphic Records*, W.H.Freeman and Company ed., Oxford, San Francisco.

HAMBLIN, A. P., FOWLER, M. G., UTTING, J., HAWKINS, D., LANGDON, G. S. (1997). *Stratigraphy, palynology and source rock potential of lacustrine deposits of the Lower Carboniferous (Visean) Rocky Brook Formation, Deer Lake Subbasin, Newfoundland*. Bulletin of Canadian Petroleum Geology, **45(1)**, 25–53.

HAMBLIN, K. W. (1992). *Earth's Dynamic Systems*, Macmillan Publishing Company ed., New York.

HAMBREY, M. (1994). *Glacial Environments*, CRC Press ed., Boca Raton, Florida.

HAMBREY, M. J., MCKELVEY, B. (2000). *Neogene fjordal sedimentation on the western margin of the Lambert Graben, East Antarctica*. Sedimentology, **47(3)**, 577–607.

HANDFORD, C. R. (1991). *Marginal marine halite: sabkhas and salinas*. În *Evaporites, Petroleum and Mineral Resources* (ed. J. L. Melvin). pp. 1–66. Amsterdam: Elsevier.

HANEBERG, W. C. (2004). *A Rational Probabilistic Method for Spatially Distributed Landslide Hazard Assessment*. Environmental and Engineering Geoscience, **10(1)**, 27–43.

HAQ, B. U., HARDENBOL, J., VAIL, P. R. (1988). *Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and eustatic cycles*. În *Special Publications*, pp. 71–108. Tulsa: Soc.Econ.Paleont.Mineral.

HAQ, B. U. (1995). *Sequence Stratigraphy and Depositional Response to Eustatic, Tectonic and Climatic Forcing*, Science ed.

HARDIE, L. A. (1990). *The roles of the rifting and Hydrothermal CaCl2 brines in the origin of the potash evaporites: an hypothesis*. American Journal of Science, **290**, 43–106.

HARDY, C. T. (1954). *Major craters attributed to meteoritic impact*. A.A.P.G. Bulletin, **38(5)**, 917–923.

HART, W. S., QUADE, J., MADSEN, D. B., KAUFMAN, D. S., OVIATT, C. G. (2004). *The 87Sr/86Sr ratios of lacustrine carbonates and lake-level history of the Bonneville paleolake system*. GSA Bulletin, **116(9–10)**, 1107–1119.

HARVEY, R. P., DUNBAR, NELIA, W., MCINTOSH, W. C., ESSER, R. P., NISHIIZUMI, KUNI, TAYLOR, SUSAN, CAFFEE, M. W. (1998). *Meteoritic event recorded in Antarctic ice.* Geology, **26**(7), 607–610.

HAUGHTON, P. D. W., BARKER, S. P., MCCAFFREY, W. D. (2003). *'Linked' debrites in sand-rich turbidite systems–origin and significance.* Sedimentology, **50**(3), 459–482.

HAY, W. W., SIBUET, J. C. (1984). *Initial Report of the Deep Sea Drilling Project.* p. 1303. U.S. Government Printing Office.

HAYWARD, B. W. (2001). *Global deep-sea extinctions during the Pleistocene ice ages.* Geology, **29**(7), 599–602.

HEDBERG, H. (1976). *International Stratigraphy Guide: A Guide to Stratigraphic Classification, Terminology and Procedure*, John Wiley ed., New York.

HEEZEN, B. C., HOLLISTER, C. D. (1971). *The face of the deep*, Oxford University Press ed., New York.

HELLER, P. L., TABOR, R. W., O'NEIL, J. R., PEVEAR, D. R., SHAFIQULLAH, M., WINSLOW, NANCY, S. (1992). *Isotopic provenance of Paleogene sandstones from the accretionary core of the Olympic Mountains, Washington; with Suppl. Data 92–04.* GSA Bulletin, **104**(2), 140–153.

HENRY, D. (2005). *High Resolution Provenance. Geology 7900*, 7900, 20.

HERBERT, T. D., FISCHER, A. G. (1986). *Milancovich climatic origin of mid-Cretaceous balck shale rhytms in central Italy.* Nature, **321**, 739–743.

HESP, P., FRYBERGER, S. G. (1988). *Eolian Sediments.* În *Sedimentary Geology*, p. 184.

HEWARD, A. P. (1978). *Alluvial fan sequence and megasequence models: with examples from Westphalian D–Stephanian B coalfields, Northern Spain.* În *Fluvial Sedimentology* (ed. A. D. Miall). pp. 669–702. Can. Soc. Petrol. Geol. Mem.

HILGEN, F., KTIJGSMAN, W. (1999). *Cyclostratigraphy and astrochronology of the Tripoli diatomite formation (pre-evaporite Messinian, Sicily, Italy).* Terra Nova, **11**(1), 16–22.

HILGEN, F. J., KRIJGSMAN, W., RAFFIC, I., TURCOA, E., ZACHARIASSE, W. J. (2000). *Integrated stratigraphy and astronomical calibration of the Serravallian=Tortonian boundary section at Monte Gibliscemi (Sicily, Italy).* Marine Micropaleontology, **28**, 181–211.

HOBDAY, D. K., TAVENER-SMITH, R. (1975). *Trace fossils in the Ecca Group of northern natal and their palaeoenvironmental significance.* Palaeontol. Afr., **18**, 47–52.

HOLLIDAY, V. T., HOVORKA, SUSAN, D., GUSTAVSON, T. C. (1996). *Lithostratigraphy and geochronology of fills in small playa basins on the Southern High Plains, United States.* Geol. Soc. Am. Bull., **108**(8), 953–965.

HOOKE, R. L. B. (1967). *Processes on arid-region alluvial fans.* J.Geol., **75**, 438–460.

HORNE, J. C., FERM, J. C., CARUCCIO, F. T., BAGANZ, B. P. (1978). *Depositional models in coal exploration and mine planning in Appalachian region.* A.A.P.G. Bulletin, **62**, 2379–2411.

HOSKIN, P. W. O., IRELAND, T. R. (2000). *Rare earth element chemistry of zircon and its use as a provenance indicator.* Geology, **28**(7), 627–630.

HOSU, A. (1999). *Arhitectura sedimentației depozitelor eocene din Nord-Vestul Depresiunii Transilvaniei*, Editura Presa Universitară Clujeană Cluj-Napoca.

HSU, J. K. (2004). *Physics of Sedimentology*, Springer ed., Berlin.

HSU, K. J., RYAN, W. B. F., CITA, M. B. (1973). *Late Miocene Desiccation of the Mediterranean.* Nature, **242**, 240–244.

HSU, K. J., JENKINS, H. C. (1974). *Pelagic sediments: on Land and under the Sea.* Sp.Publ.int.Ass.Sedim, **1**, 447.

HUBBARD, B., GLASSER, N. F. (2005). *Field Techniques in Glaciology and Glacial Geomorphology*, J.Wiley ed. Chichester.

HUNTER, R. E. (1977). *Basic types of stratification in small eolian dunes.* Sedimentology, **24**, 361–388.

HUTCHINSON, G. E. (1957). *Geography, Physics, Chemistry.* În *A treatise on Limnology*, p. 1016. New York: Wiley.

HWANG, I. G., CHOUGH, S. K. (1990). *The Miocene Chunbuk Formation, southeastern Korea: marine Gilbert – type fan – delta system.* În *Coarse Grained Deltas* (ed. A. Colella, D. B. Prior). pp. 235–254. Sp. Publs. Int. Ass. Sediment.

BCU Cluj / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

HWANG, I. G., CHOUGH, S. K. (2000). *The Maesan fan delta, Miocene Pohang Basin, SE Korea: architecture and depositional processes of a high-gradient fan-delta-fed slope system.* Sedimentology, **47(5)**, 995–1010.

IANOVICI, V., BORCOŞ, M., BLEAHU, M., PATRULIUS, D., LUPU, M., DIMITRESCU, R., SAVU, H. (1976). *Geologia Munţilor Apuseni*, Ed.Acad.Rom., Bucureşti.

ICHIM, I., RĂDOANE, N., RĂDOANE, M. (1977). *Harta sedimentelor din lacul Izvoru Muntelui.* Hidrobiologia, **15**, 23–28.

ILIE, M. (1936). *Recherches géologiques dans les Monts Trascău et dans le Basin de l'Arieş.* An.Inst.Geol.Rom., **XVII**, 329–466.

INSALACO, E., HALLAM, A., ROSEN, B. (1997). *Oxfordian coral reefs in Western Europe: reef types and conceptual depositional model.* Sedimentology, **44(4)**, 707–734.

INSALACO, E. (1998). *The descriptive nomenclature and classification of growth facbrics in fossil scleractinian reefs.* Sedimentary Geology, **118**, 159–186.

IONESI, L., GRASU, C. (1987). *Precizări litostratigrafice la limita Eocen–Oligocen în litofaciesul de Tarcău–Fusariu.* Studii şi Cercetări de Geologie, **32**.

IONESI, L. (1994). *Geologia unităţilor de platformă şi a Orogenului Nord Dobrogean*, Tehnică ed., Bucureşti.

IVERSON, R. M., SCHILLING, S. P., VALLANCE, J. W. (1998). *Objective delineation of lahar-inundation hazard zones.* GSA Bulletin, **110(8)**, 972–984.

JACKSON, R. E. (2005). *Ancient Floods, Modern Hazards.* În *Principles and Applications of Paleoflood Hydrology* (ed. P. K. House, R. H. Webb, V. R. Baker, D. R. Levish). pp. 185–187. Environmental and Engineering Geoscience.

JIPA, D., MIHĂILESCU, N., PANIN, N. (1963). *Direction de courants dans les dépôts eocene–oligocene dans le silon paleogene du Maramureş.* Assoc.Geol.Carpato-Balcan., **VI**, Warsaw.

JIPA, D. (1964). *Asupra genezei şi nomenclaturii unor calcare eocretacice din flişul Carpaţilor Orientali.*

JIPA, D. (1966). *Cercetări sedimentologice în Dobrogea Centrală în zona şisturilor verzi.* În Arhiva Bucureşti: Prospecţiuni S. A.

JIPA, D. (1970). *Cercetări sedimentologice în depozitele Proterozoic superioare din Dobrogea.* An. Inst. Geol., **XXXVIII**, 51–110.

JIPA, D. (1980). *Remarks on the Molasse Significance.* D. S. Inst.Geol.Geofiz., **LXV(4)**.

JIPA, D. (1982). *Explanatory Notes to Lithotectonic Profile of the Getic Paleogene Deposits (Southern Carpathians, Romania).* Veroff. Zentralinst. Phys. Erde AdW DDR, *Sedimentological Coment to Annex,* **13**, 137–146.

JIPA, D. (1983). *Molasse and marginal geosynclinal facies.* An. Inst. Geol. Geof., Bucureşti, **LXII**, 251–255.

JIPA, D. (1984). *Large Scale Progradation Structures in the Romanian Carpathians: facts and Hypothesis.* An.Inst.Geol.Rom., **LXIV**, 455–464.

JIPA, D. (1987). *Analiza granulometrică a sedimentelor*, Ed. Academiei, Bucureşti.

JIPA, D.C., RYER, TH.A., UNGUREANU, C., RYER, M., SZOBOTKA, ŞT. (1992). *Un model facial al depozitelor fluviale cu sedimentare laterală.* Lucrările IV Simpozion *Proveniența şi afluența aluviunilor*, p. 76–88, Piatra Neamţ.

JIPA, D., STRECHIE, C., PETRACHE, C. (1996). *Delta front sedimentation in the upper Neogene Lacustrine deposits of Tigveni (Dacic Basin).* GEO-ECO-MARINA, **1**, 24–31.

JIPA, D. (1997). *Late Neogene-Quaternary evolution of Dacian Basin. An analysis of sediment thickness pattern.* Geo-Eco-Marina, **2**, 127–134.

JIPA, D., VLAD, DANIELA (1998). *Sisteme depoziţionale siliciclastice şi modele de facies*, Editura Universităţii din Bucureşti.

JIPA, D.C., SZOBOTKA, ŞT., BRUSTUR, T., UNGUREANU, C., CONSTANTINESCU (2006). *Faciesul de point-bar din cariera Jilţ: model al sedimentării laterale fluviale în Bazinul Dacic, arhitectură sedimentară, evoluţie, factori de control,* ed. Jipa D.C., p. 171–187.

BCU CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

JOHNSON, H. D., BALDWIN, C. T. (1986). *Shallow clastic seas*. În *Sedimentary environments: processes, facies and stratigraphy*, ed. a II-a (ed. H. G. Reading). pp. 229–283. Blackwell Science.

JOHNSON, H. D., BALDWIN, C. T. (1996). *Shallow clastic seas*. În *Sedimentary environments: processes, facies and stratigraphy*, ed. a III-a (ed. H. G. Reading). pp. 229–283. Blackwell Science.

JOHNSON, J. G. (1971). *Timing and coordination of orogenic, epeirogenic and eustatic events*. Geol.Soc.Am.Bull., **82**, 3263–3298.

JOHNSON, S. D., FLINT, S., HINDS, D., DE VILLE WICKENS, H. (2001). *Anatomy, geometry and sequence stratigraphy of basin floor to slope turbidite systems, Tanqua Karoo, South Africa*. Sedimentology, **48(5)**, 987–1023.

KAGAN, Y. Y. (2004). *Short-Term Properties of Earthquake Catalogs and Models of Earthquake Source*. Bulletin of the Seismological Society of America, **94(4)**, 1207–1228.

KAPPLER, A., PASQUERO, CLAUDIA, KONHAUSER, K. O., NEWMAN, DIANNE, K. (2005). *Deposition of banded iron formations by anoxygenic phototrophic Fe(II)–oxidizing bacteria*. Geology, **33(11)**, 865–868.

KASPRZYK, A. (1993). *Lithofacies and sedimentation of the Badenian (Middle Miocene) gypsum in the northern part of the Carpathian Foredeep, Southern Poland*. Annales Societatis Geologorum Polansze, **63**, 33–84.

KATZ, B. J. (1990). *Lacustrine Basin Exploration–Case Studies and Modern Analogs*. În *Mem.Am.Ass.petrol.Geol.*, p. 340. Tulsa: A.A.P.G.

KEEFER, D. K. (1984). *Landslides caused by earthquakes*. GSA Bulletin, **95(4)**, 406–421.

KEEFER, D. K. (1999). *Earthquake-induced landslides and their effects on alluvial fans*. Journal of Sedimentary Research, **69(1)**, 84–104.

KEIGHLEY, D., FLINT, S., HOWELL, J., MOSCARIELLO, ANDREA (2003). *Sequence Stratigraphy in Lacustrine Basins: A Model for Part of the Green River Formation (Eocene), Southwest Uinta Basin, Utah, U.S.A*. Journal of Sedimentary Research, **73(6)**, 987–1006.

KENDALL, A. C. (1992). *Evaporites*. În *Facies Models: Responses to sea leve change* (ed. N. P. James). pp. 375–409. Geological Association of Canada.

KENEDY, W. J. (1987). *Late Cretaceous and Early Paleocene Chalk Group sedimentation in the Greater Ekofisk area, North Sea Central Graben*. Bull.Centres Rech.Explor.Prod., Elf-Aquitaine, **11**, 91–126.

KIM, S. B., CHOUGH, S. K., CHUN, S. S. (1995). *Bouldery deposits in the lowermost part of the Cretaceous Kyokpory Formation, SW Korea: cohesionless debris flows and debris fall on a steep – gradient delta slope*. Sedimentary Geology, **98**, 97–119.

KINSMAN, D. J. J. (1969). *Modes of formation, sedimentary associations, and diagnostic features of shallow-water and supratidal evaporites*. A.A.P.G. Bulletin, **53(4)**, 830–840.

KLEIN, G. D. (1977). *Clastic Tidal Facies*, Continuing Education Publication Co. ed., Champaign, USA.

KO KO, C., FLENTJE, P., CHOWDHURY, R. (2003). *Quantitative Landslide Hazard and Risk Assessment:a case study*. Quarterly Journal of Engineering Geology & Hydrogeology, **36(3)**, 261–272.

KOCUREK, G. (1981). *Erg reconstruction: The Entrada Sandstone (Jurassic) of northern Utah and Colorado*. Paleogeogr. Paleoclimatol.Paleoecol., **39**, 125–153.

KOCUREK, G. (1991). *Interpretation of ancient eolian sand dunes*. Annual Review of Earth and Planetary Sciences, **19**, 43–75.

KOEBERL, C. (2002). *Mineralogical and geochemical aspects of impact craters*. Mineralogical Magazine, **66(5)**, 745–768.

KOMAR, P. D. (1976). *Beach Processes and Sedimentation*, Prentince Hall ed., Engelwood Cliffs, NJ.

KOMINZ, M. A., MILLER, K. G., BROWNING, J. V. (1998). *Long-term and short-term global Cenozoic sea-level estimates*. Geology, **26(4)**, 311–314.

BCU Cluj / Central University Library

KOSTER, E. A. (1988). *Ancient and modern cold-climate aeolian sand deposition: a review.* J.Quaternary Sci., **3**, 69–83.

KOVACS, J. S. (2006). *Evenimente biosedimentare în depozitele Eocenului superior–Oligocenului inferior din depresiunea Transilvaniei (sectorul Cluj–Huedin); studiul paleoecologic al unor secvenţe stratigrafice.* În *Geologie*, p. 120. Cluj-Napoca: Universitatea „Babeş-Bolyai".

KRAPEZ, B., MARTIN, D. MCB. (1999). *Sequence stratigraphy of the Palaeoproterozoic Nabberu Province of Western Australia.* Australian Journal of Earth Sciences, **46(1)**, 89–103.

KRAUSE, R. A., JR., MEYER, D. L. (2004). *Sequence Stratigraphy and Depositional Dynamics of Carbonate Buildups and Associated Facies from the Lower Mississippian Fort Payne Formation of Southern Kentucky, U.S.A.* Journal of Sedimentary Research, **74(6)**, 831–844.

KRIJGSMANA, W., FORTUINB, A. R., HILGENC, F. J., SIERROD, F. J. (2001). *Astrochronology for the Messinian Sorbas basin (SE Spain) and orbital (precessional) forcing for evaporite cyclicity.* Sedimentary Geology, **140**, 43–60.

KUDRYAVTSEV, N. A. (1971). *Evaporites and petroleum; discussion.* A.A.P.G. Bulletin, **55(11)**, 2033–2057.

KUENEN, P. H. (1966). *Matrix of turbidites: experimental approach.* Sedimentology, **7(4)**, 267–297.

KUHN, G., MELLES, M., EHRMANN, W. U., HAMBREY, M. J., SCHMIEDL, G. (1993). *Character of clasts in glaciomarine sediments as an indicator of transport and depositional processes, Weddell and Lazarev seas, Antarctica.* Journal of Sedimentary Research, **63(3)**, 477–487.

KUKAL, Z. (1971). *Geology of Recent Sediments*, Academic Press ed., Prague.

KUMAR, N., SANDERS, J.E. (1974). *Inlet sequence: a vertical succession of sedimentary structures and textures created by the lateral migration of tidal inlets.* Sedimentology, **21:** 491–532.

KUMAR, N., SLATT, R. M. (1984). *Submarine-fan and slope facies of Tonkawa Sandstone in Deep Anadarko Basin.* Bull.Am.Ass.Petrol.Geol., **68**, 1839–1856.

KUTZBACH, J. E., WRIGHT, H. E, WEBB, T. (1993). *Global Climates Since the Last Glacial Maximum*, University of Minnesota Press ed., Minneapolis.

KYTE, F. T., SHUKOLYUKOV, A., LUGMAIR, G. W., LOWE, D. R., BYERLY, G. R. (2003). *Early Archean spherule beds: Chromium isotopes confirm origin through multiple impacts of projectiles of carbonaceous chondrite type.* Geology, **31(3)**, 283–286.

LAKSHMANAN, E., KANNAN, R., KUMAR, M. S. (2003). *Major ion chemistry and identification of hydrogeochemical processes of ground water in a part of Kancheepuram district, Tamil Nadu, India.* Environmental Geosciences, **10(4)**, 157–166.

LAMB, M. P., TONIOLO, H., PARKER, G. (2006). *Trapping of sustained turbidity currents by intraslope minibasins.* Sedimentology, **53(1)**, 147–160.

LAMING, D. J. (1966). *Imbrication, paleocurrents and other sedimentary features in the lower New Red Sandstone, Devonshire, England.* Jour. Sed. Petrol., **36**, 940–959.

LARGE, D. J., JONES, T. F., SOMERFIELD, C., GORRINGE, M. C., SPIRO, B., MACQUAKER, J. H. S., ATKIN, B. P. (2003). *High-resolution terrestrial record of orbital climate forcing in coal.* Geology, **31(4)**, 303–306.

LARGE, D. J., JONES, T. F., BRIGGS, J., MACQUAKER, J. H. S., SPIRO, B. F. (2004). *Orbital tuning and correlation of 1.7 m.y. of continuous carbon storage in an early Miocene peatland.* Geology, **32(10)**, 873–876.

LE BLANC-SMITH, G., ERIKSSON, K. A. (1979). *A fluvioglacial and glaciolacustrine deltaic depositional model for Permo-Carboniferous coals of the north-eastern Karoo basin, South Africa.* Palaeogeogr. Palaeoclim. Palaeoecol., **27**, 67–84.

LEE VAN DOVER, C. (2000). *Ecology of Deep-Sea Hydrothermal Vents.*

LEEDER, M. R. (1999). *Sedimentology and Sedimentary Basins: from turbulencs to tectonics*, Blackwell Science ed., Oxford.

LEGGETT, J. K., MCKROW, W. S., EALES, M. H. (1979). *The Southern Uplands of Scotland> a lower Paleosoic accretionary prism.* J.Geol.Soc.Lond., **136**, 755–770.

LEMONS, D. R., CHAN, MARJORIE, A. (1999). *Facies architecture and sequence stratigraphy of fine-grained lacustrine deltas along the eastern margin of late Pleistocene Lake Bonneville, northern Utah and southern Idaho*. A.A.P.G. Bulletin, **83**(4), 635–665.

LEOPOLD, L. B., WOLMAN, M. G. (1957). *River channel patterns: braided, meandering and straight*. Prof.Pap.U.S.Geol.Surv., **282–B**, 39–85.

LERMAN, A. (1978). *Lakes: Chemistry, Geology, Physics*, Springer-Verlag ed., Berlin.

LIEN, T., WALKER, R. G., MARTINSEN, O. J. (2003). *Turbidites in the Upper Carboniferous Ross Formation, western Ireland: reconstruction of a channel and spillover system*. Sedimentology, **50**(1), 113–148.

LINK, M. H., NILSEN, T. H. (1980). *The Rocks Sandstones, and Eocene sand-rich deep-see fan deposit, northern Santa Lucia Range, California*. Jour.Sed.Petrol., **45**, 63–78.

LISITZIN, A. (1996). *Oceanic Sedimentation*, AGU ed., Washington D.C.

LIUTKUS, C. M., ASHLEY, G. M. (2003). *Facies Model of a Semiarid Freshwater Wetland, Olduvai Gorge, Tanzania*. Journal of Sedimentary Research, **73**(5), 691–705.

LIUTKUS, C. M., WRIGHT, J. D., ASHLEY, G. M., SIKES, NANCY, E. (2005). *Paleoenvironmental interpretation of lake-margin deposits using {delta}13C and {delta}18O results from early Pleistocene carbonate rhizoliths, Olduvai Gorge, Tanzania*. Geology, **33**(5), 377–380.

LOGAN, B. W. (1987). *The McLeod Evaporite Basin, Western Australia*. American Association of Petroleum Geologists Memoir, **44**, 140.

LONSDALE, P. (1976). *Abyssal circulation of the south-east Pacific and some geological implications*. J.Geophys.Res., **81**, 1163–1176.

LOWE, D. R. (1982). *Sediment gravity flows: II. Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents*. J.Sed.Petrol., **52**, 279–297.

LOWE, D. R., GUY, M. (2000). *Slurry-flow deposits in the Britania Formation (Lower Cretaceous), North Sea: a new perspective on the turbidity current and debris flow problem*. Sedimentology, **47**(1), 31–70.

LOWE, D. R., GUY, M., PALFREY, A. (2003). *Facies of slurry deposits, Britania Formations (Lower Cretaceous), North Sea: implications for flow evolution and deposit geometry*. Sedimentology, **50**(1), 45–80.

LOWENSTEIN, T. K., LI, JIANREN, BROWN, C., ROBERTS, SHEILA, M., KU, TEH-LUNG, LUO, SHANGDE, YANG, WENBO (1999). *200 k.y. paleoclimate record from Death Valley salt core*. Geology, **27**(1), 3–6.

LOWENSTEIN, T. K., HEIN, M. C., BOBST, A. L., JORDAN, TERESA, E., KU, TEH-LUNG, LUO, SHANGDE (2003). *An Assessment of Stratigraphic Completeness in Climate-Sensitive Closed-Basin Lake Sediments: Salar de Atacama, Chile*. Journal of Sedimentary Research, **73**(1), 91–104.

LUBENESCU, V., CORNEA, C. (1993), *Le Neogene dans les forages de la Depression Pannonique*. Rom.J.Stratigraphy, 75.

LU, F. H., MEYERS, W. J. (2003). *Sr, S, and OSO4 Isotopes and the Depositional Environments of the Upper Miocene Evaporites, Spain*. Journal of Sedimentary Research, **73**(3), 444–450.

LUPU, M. (1964). *Asupra vârstei stratelor cu Aptychus din Masivul Trascău*. D. S. Inst. Geol. Geofiz., L(2), 247–250.

MACIAS, J. L., ESPINDOLA, J. M., GARCIA-PALOMO, A., SCOTT, K. M., HUGHES, S., MORA, J. C. (2000). *Late Holocene Pelean-style eruption at Tacana volcano, Mexico and Guatemala: Past, present, and future hazards*. GSA Bulletin, **112**(8), 1234–1249.

MALLARINO, G., BEAUBOUEF, R. T., DROXLER, A. W., ABREU, V., LABEYRIE, L. (2006). *Sea level influence on the nature and timing of a minibasin sedimentary fill (northwestern slope of the Gulf of Mexico)*. A.A.P.G. Bulletin, **90**(7), 1089–1119.

MANGILI, C., BRAUER, A., MOSCARIELLO, A., NAUMANN, R. (2005). *Microfacies of detrital event layers deposited in Quaternary varved lake sediments of the Piànico-Sèllere Basin (northern Italy)*. Sedimentology, **52**(5), 927–943.

MANZI, V., LUGLI, S., LUCCHI, F. R., ROVERI, M. (2005). *Deep-water clastic evaporites deposition in the Messinian Adriatic foredeep (northern Apennines, Italy): did the Mediterranean ever dry out?* Sedimentology, **52(4)**, 875–902.

MARGOLIS, S. V., KU, T. L., GLASBY, G. P., FEIN, C. D., AUDLEY-CHARLES, M. G. (1978). *Fossil manganese nodules from Timor: geochemical and radiochemical evidence for deep-sea origin*. Chem. Geol., **21**, 185–198.

MARINESCU, F. (1978). *Stratigrafia Neogenului superior din sectorul vestic al Bazinului Dacic*. Edit. Academiei R.S.R., Bucureşti, 140 p.

MARSAGLIA, K. M., FUKUSAWA, H., CORNELL, W. C., SKILBECK, C. G., MEYERS, P. A., PRASAD, MANIKA, KLAUS, A. (2004). *Eustatic Signals in Deep-Marine Sedimentary Sequences Recovered at ODP Site 978, Alboran Basin, Western Mediterranean Sea*. Journal of Sedimentary Research, **74(3)**, 378–390.

MARTINEZ-RUIZ, F., ORTEGA-HUERTAS, M., PALOMO, I. (2001). *Climate, tectonics and meteoritic impact expressed by clay mineral sedimentation across the Cretaceous–Tertiary boundary at Blake Nose, northwestern Atlantic*. Clay Minerals, **36(1)**, 49–60.

MARTINSEN, O. J. (1989). *Styles of soft sediment deformation on a Namurian delta slope, western Irish Namurian Basin, Ireland*. Spec.Publ.Geol.Soc.London, 41, 166–177.

MARTINSEN, O. J., RYSETH, A. L. F., HELLAND-HANSEN, W., FLESCHE, H., TORKILDSEN, G., IDIL, SAHIRE (1999). *Stratigraphic base level and fluvial architecture: Ericson Sandstone (Campanian), Rock Springs Uplift, SW Wyoming, USA*. Sedimentology, **46(2)**, 235–263.

MARZO, ANADON (1988). *Anatomy of conglomeratic fan delta complex. The eocene Montserrat Conglomerate ebro Basin, northeastern Spain*. În *Fan Deltas: Sedimentology and tectonic Setting* (ed. W. Nemec, E. J. Steel). pp. 318–340. London: Blackie.

MASARI, COLLELA, A. (1998). *Evolution and type of fan delta systems in some major tectonic settings*. În *Fan Deltas: Sedimentology and tectonic Setting* (ed. W. Nemec, E. J. Steel). pp. 103–122. London: Blackie.

MASSON, D. G., KIDD, R. B. (1992). *Saharan Continental Rise: facies distribution and sediment slides*. În *Geologic Evolution of Atlantic Continental Rises* (ed. V. Nostrand). pp. 327–343.

MAŢENCO, L. (1997). *Tectonic evolution of the Outer Romanian Carpathians. Constraints from kinematic analysis and flexural modelling*. În *Dept. of Geology*, p. 160. Amsterdam: Vrije Universiteit.

MAŢENCO, L. (1997). *Tectonic evolution of the Outer Romanian Carpathians: constrains from kinematic analysis and flexural modelling*. În *Dept. of Geology* p. 155. Amsterdam–Bucharest: Vrije Universiteit, Bucharest University.

MATTER, A., TUCKER, M. E. (1978). *Modern and Ancient Lake Sediments*. În *Special Publications* (ed. Int.Assoc.Sedimentologists). p. 402. London: Blackwell.

MAYNARD, J. B. (1984). *Composition of plagioclase feldspar in modern deep-sea sands: relationship to tectonic setting*. Sedimentology, **31(4)**, 493–501.

MCKEE, E. D. (1979). *A study of global sand seas*. US Geol.Surv., Prof. Pap., 1052, 429.

MCCAFFREY, W. D., GUPTA, S., BRUNT, R. (2002). *Repeated cycles of submarine channel incision, infill and transition to sheet sandstone development in the Alpine Foreland Basin, SE France*. Sedimentology, **49(3)**, 623–635.

MCCRIMMON, G. G., ARNOTT, R. W. C. (2002). *The Clearwater Formation, Cold Lake, Alberta: a worldclass hydrocarbon reservoir hosted in a complex succession of tide-dominated deltaic deposits*. Bulletin of Canadian Petroleum Geology, **50(3)**, 370–392.

MCPHERSON, J. G., SHAMUNGAM, G., MOIOLA, R. J. (1987). *Fan deltas and btaid deltas: varioeties of coarse grained deltas*. Bull. Geol. Soc. Am., **99**, 331–340.

MENZIES, J. (2002). *Modern and Past Glacial Environments: Revised Student Edition*, Butterworth-Heinemann ed., Oxford.

MERRIAM, D. F., HARBAUGH, J. W. (2001). *Geologic Modeling and Simulation: Sedimentary Systems*, Springer-Verlag ed., Berlin.

MERTES, L. A. K. (1994). *Rates of flood-plain sedimentation on the central Amazon River*. Geology, 22(2), 171–174.

MESZAROS, N., MOISESCU, V. (1991). *Bref aperçu des unites lithostratigraphiques du Paleogene dans le Nord Ouest de la Transylvanie (region Cluj–Huedin), Roumanie*. Bull.Info.Geol.Bass., Paris, 28, 31–39.

MIALL, A. D. (1977). *A review of the braided river depositional environment*. Earth Sci. Rev., **13**, 1–62.

MIALL, A. D. (1978). *Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits: a summary*. În *Fluvial sedimentology* (ed. A. D. Miall). pp. 597–604. Can. Soc. Petrol. Geol. Mem.

MIALL, A. D., GIBLING, M. R. (1978). *The Siluro-Devonian clastic wedge of Somerset Island, Arctic Canada, and some regional paleogeographic implications*. Sed. Geol., **21**, 85–127.

MIALL, A. D. (1984). *Deltas*. În *Facies models* (2nd edition), (ed. R. G. Walker). pp. 105–118. Geol.Assoc.of Canada.

MIALL, A. D. (1985). *Architectural-element analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits*. Earth Sci. Rev., 22, 261–308.

MIALL, A. D. (1988). *Facies architecture in clastic sedimentary basins*. În *New perspectives in basin analysis* (ed. K. Kleinspehn, C. Paola). Springer, Berlin, Heidelberg, New York.

MIALL, A. D. (1989). *Principles of Basin Analysis, 2nd Ed.*, Springer-Verlag ed., New York.

MIALL, A. D. (1991). *Hierarchies of architectural units in clastic rocks, and their relationship to sedimentation rate*. În *The three-dimensional facies architecture of terrigenous clastic sediments, and its implications for hydrocarbon discovery and recovery* (ed. A. D. Miall, N. Tyler). pp. 224–232. SEPM Concepts in Sedimentology and Paleontology.

MIALL, A. D. (1992). *Exxon global cycle chart; an event for every occasion?*. Geology, **20**(9), 787–790.

MIALL, A. D. (1992). *Alluvial depozits*. În *Facies models – response to sea-level changes* (ed. R. G. Walker, James, N. P.). Geol.Assoc.of Canada Spec.Publ.

MIALL, A. D. (1996). *The geology of fluvial deposits*. Berlin, Heidelberg, New York: Springer.

MIALL, A. D. (1997). *The Geology of Stratigraphic Sequences*, Springer-Verlag ed., Berlin.

MIALL, A. D. (2006). *Reconstructing the architecture and sequence stratigraphy of the preserved fluvial record as a tool for reservoir development: A reality check*. A.A.P.G. Bulletin, **90**(7), 989–1002.

MICHAELSEN, P., HENDERSON, R. A., CROSDALE, P. J., MIKKELSEN, S. O. (2000). *Facies Architecture and Depositional Dynamics of the Upper Permian Rangal Coal Measures, Bowen Basin, Australia*. Journal of Sedimentary Research, **70**(4), 879–895.

MICKELSON, D., ATTIG, J. W. (1999). *Glacial Processes, Past and Present*, GSA Books Science Editor ed., Boulder, Colorado.

MICLĂUŞ, C. (2001). *Geologia deltelor relicte extracarpatice sarmaţiene dintre Văile Sucevei şi Bistriţei*. Iaşi: Universitatea „Al. I. Cuza".

MICLĂUŞ, C. (2006). *Introducere în sedimentologia siliciclastică*, Junimea ed., Iaşi.

MIDDLETON, G. V. (1966). *Experiments on density and turbidity currents. I. Motion of the head*. Can. J. Earth Sci., 4, 475–505.

MIDDLETON, G. V. (1967). *Experiments on density and turbidity currents. III. Deposition of sediment*. Can. J. Earth Sci., 4, 475–505.

MIDDLETON, G. V., HAMPTON, M. A. (1973). *Sediment gravity flows: mechanics of flow and deposition*. În *Turbidity and Deep Water Sedimentation* (ed. G. V. Middleton, A. H. Bouma). pp. 1–38. SEPM, Pacific Section.

MIDDLETON, G. V. (1993). *Sediment deposition from turbidity currents*. Ann. Rev., Earth Planet. Sci., **21**, 89–114.

MIDDLETON, G. V. *et al.* (2003). *Encyclopedia of Sediments and Sedimentary Rocks*. Kluwer Academic Publisher.

MIHĂILĂ, N. (1971). *Stratigrafia depozitelor pliocene şi cuaternare dintre v. Oltului şi v. Vâlsanului*. St. tehn. econ., Inst. Geol.Rom., Bucureşti, 7, 245.

BCU IASI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

MIHĂILESCU, N., PANIN, N. (1962). *Direcţii de curent în depozitele Eocen–Oligocene din regiunea Telciu–Romuli*. Com.Acad.Rom., **XII(12)**, 1357–1368.

MIRĂUŢĂ, O., MIRĂUŢĂ, ELENA (1962). *Paleozoicul din partea sudică a Munţilor Măcin (reg.Cerna–Hamcearca)*. D. S. Com. Geol., **XLVI**, 129–138.

MIRĂUŢĂ, O., MIRĂUŢĂ, ELENA (1964). *Şisturile verzi din regiunea Dorobanţu–Măgurele (Dobrogea Centrală)*. D. S. Com. Geol., **LII**.

MIRĂUŢĂ, O. (1966). *Contribuţii la cunoaşterea formaţiunilor paleozoice din partea sudică a Munţilor Măcinului*. Stud.cerc.geol.geof.geogr., Geologie, **11(2)**, 497–512.

MIRĂUŢĂ, O. (1969). *Tectonica Proterozoicului superior din Dobrogea centrală*. An. Inst. Geol., **XXXVIII**, 240–280.

MITCHUM, R. M. (2002). *Stratigraphic Systems–Origin and Application*. GSA Today, **12(1)**, 30–30.

MOODY, J. A., PIZZUTO, J. E., MEADE, R. H. (1999). *Ontogeny of a flood plain*. GSA Bulletin, **111(2)**, 291–303.

MORGAN, J. P., SHAVER, R. H. (1970). *Deltaic Sedimentation, Modern and Ancient*. Tulsa, Oklahoma: Soc.Econ.Paleontologists and Mineralogists.

MORTON, A., WHITHAM, ANDREW, FANNING, M. (2003). *Provenance of late Cretaceous–Paleogene submarine fan sandstones in The Norwegian Sea: integration of heavy mineral, mineral chemical and zircon age data*. Geological Society of America Bull., **35 (6)**, 390.

MOUNTNEY, N., HOWELL, J. (2000). *Aeolian architecture, bedform climbing and preservation space in the Cretaceous Etjo Formation, NW Namibia*. Sedimentology, **47(4)**, 825–849.

MOUNTNEY, N. P., THOMPSON, D. B. (2002). *Stratigraphic evolution and preservation of aeolian dune and damp/wet interdune strata: an example from the Triassic Helsby Sandstone Formation, Cheshire Basin, UK*. Sedimentology, **49(4)**, 805–833.

MOUNTNEY, N. P., JAGGER, ALISON (2004). *Stratigraphic evolution of an aeolian erg margin system: the Permian Cedar Mesa Sandstone, SE Utah, USA*. Sedimentology, **51(4)**, 713–743.

MUHS, D. R., HOLLIDAY, V. T. (2001). *Origin of late Quaternary dune fields on the Southern High Plains of Texas and New Mexico*. Geol. Soc. Am. Bull., **113(1)**, 75–87.

MULDER, T., SYVITSKI, J. P. M. (1995). *Turbidity currents generated at river mouths during exceptional discharges to the world oceans*. J. Geol., **103**, 285–299.

MULDER, T., COCHONAT, P. (1996). *Classification of offshore mass movements*. J. Sed. Res., **66**, 43–57.

MULDER, T., SAVOYE, B., SYVITSKI, J. P. M. (1997). *Numerical modelling of a mid-sized gravity flow*. În *The 1979 Nice turbidity current (dynamics, processes, sediment budget and Nice)*.

MULDER, T., SAVOYE, B., SYVITSKI, J. P. M., PARIZE, O. (1997). *Des courants hyperpycnaux dans la tete du canyon du Var Donnees hydrologiques et observations de terrain*. Oceanol.

MULDER, T., SYVITSKI, J. P. M., SKENE, K. I. (1998). *Modelling of erosion and deposition by turbidity currents generated at river mouths*. J. Sed. Res., **68**, 124–137.

MULDER, T., ALEXANDER, J. (2001). *The physical character of subaqueous sedimentary density flows and their deposits*. Sedimentology, **48(2)**, 269–299.

MULDER, T., MIGEON, S., SAVOYE, B., FAUGERES, J-K. (2001). *Inversely graded turbidite sequences in the deep Mediterranean: a record deposits from flood-generated turbidity currents?* Geo-Marine Letters, **21**, 86–93.

MUNRO-STASIUK, M. J. (2000). *Rhythmic Till Sedimentation: Evidence for Repeated Hydraulic Lifting of a Stagnant Ice Mass*. Journal of Sedimentary Research, **70(1)**, 94–106.

MURGEANU, G. (1937). *Sur une cordilliére antésenonienne dans le géosinclinal du flysch carpathique*. C. R. Inst. Géol. Roum., **XXI**.

MURGEANU, G., FILIPESCU, M. G. *et. al.* (1961). *Privire generală asupra flişului cretacic de la curbura Carpaţilor Orientali*. Asoc. Geol. Carp.-Balk., Congr. V, Bucureşti.

MURGOCI, G. (1914). *Cercetări geologice în Dobrogea nordică cu privire specială asupra Paleozoicului şi tectonicii*. An.Inst.Geol.Rom., **2**, 307–494.

MUSTARD, P. S., DONALDSON, J. A. (1987). *Early Proterozoic ice-proximal glaciomarine deposition: The lower Gowganda Formation at Cobalt, Ontario, Canada*. Geological Society of America Bulletin, **98(4)**, 373 – 387.

MUTTI, E. (1985). *Turbidite systems and their relation to depositional sequences*. În *Provenance of Arenites* (ed. G. G. Zuffa). pp. 65–93. Amsterdam: Reidel.

MUTTI, E., NORMARK, W. R. (1991). *An integrated approach to the study of turbidite systems*. În *Seismic facies and Sedimentary Processes of Submarine Fans and Turbidite Systems*, pp. 75–106. Weimer and Link.

MUTTI, E. (1992). *Turbidite sandstones*, Agip Istituto di Geol.Univ.diParma ed., Milano.

MUTTI, E., DAVOLI, G., TINTERRI, R., ZAVALA, C. (1996). *The importance of ancient fluvio-deltaic systems dominated by catastrophic flooding in tectonically active basins*. Sci. Geol. Mem., **48**, 233–291.

MUTTI, E., TINTERRI, R., BENEVELLI, G., DI BIASE, D., CAVANNA, G. (2003). *Deltaic, mixed and turbidite sedimentation of ancient foreland basins*. Marine and Petroleum Geology, **20**, 733–755.

MUȚIU, R., CULDA, V. (1972), *Contribuții la studiul paleontologic al depozitelor terțiare din partea de est a Depresiunii Pannonice*. Rev.Petrol şi Gaze, 23.

NELSON, C. H., NILSEN, T. H. (1984). *Modern and Ancient Deep-Sea Fan Sedimentation*. În *Short Course Notes 14*, p. 350. Tulsa, Oklahoma: Soc.Econ. Paleontologists and Mineralogists.

NELSON, J. A., PARADIS, SUZANNE, CHRISTENSEN, J., GABITES, JANET (2002). *Canadian Cordilleran Mississippi Valley–Type Deposits: A Case for Devonian–Mississippian Back–Arc Hydrothermal Origin*. Economic Geology, **97(5)**, 1013–1036.

NEMEC, W., STEEL, R.J. (1988). *Fan Deltas: Sedimentology and tectonic setting*, Blackie and Soon, London (Nemec W. and Steel R.J. Ed.).

NEMEC, W. (1990). *Remarks on terminology and classification*. În *Coarse Grained Deltas* (ed. A. Colella, D. B. Prior). pp. 3–12. Sp. Publs. Int. Ass. Sediment.

NEMEC, W. (1990). *Aspects of sediment movment on steep delta slopes*. În *Coarse Grained Deltas* (ed. A. Colella, D. B. Prior). pp. 29–73. Sp. Publs. Int. Ass. Sediment.

NEMEC, W. (1995). *The dynamics of deltaic suspension plumes*. În *Geology of Deltas* (ed. M. N. Oti, G. Postma). pp. 31–93. Rotterdam: A.A. Balkema.

NICHOLS, G. J. (1999). *Sedimentology and Stratigraphy*. Blackwell Publishing.

NICHOLS, M.M., BIGGS, R.B. (1985). *Estuaries*. În: Davis R.A., Jr. (ed.), *Coastal sedimentary environments*. Springer-Verlag.

NILSEN, T. H., ABBOT, P. L. (1981). *Paleogeography and sedimentology of Upper Cretaceous turbidites, San Diego, California*. Amer. Assoc.Petroleum Geologists Null., **65**, 1256–1284.

NORDT, L. (2003). *Late Quaternary fluvial landscape evolution in desert grasslands of northern Chihuahua, Mexico*. Geol. Soc. Am. Bull., **115(5)**, 596–606.

NORTH AMERICAN COMMISSION ON STRATIGRAPHIC, N. (2005). *North American Stratigraphic Code*. A.A.P.G. Bulletin, **89(11)**, 1547–1591.

OAIE, G. (1986). *Sedimentology of the pebbly red sandstone facies association within the Carapelit Formation, North Dobrogea*. Rev. roum. géol. géophys. géogr., Seria géologie, **30**, 59–70.

OAIE, G. (1992). *Trace of organic activity in the Greenschist Series of Central Dobrogea (Romania)*. St. Cerc. Geol., **37**, 77–81.

OAIE, G., SEGHEDI, ANTOANELA, STĂNICĂ, A. (1996). *Sedimentology of the Late Proterozoic turbidites from Central Dobrogea*. An.Inst.Geol., **69(5)**, 34.

OAIE, G. (1998). *Sedimentologia şi tectonica Seriei de Şisturi Verzi din Dobrogea Centrală şi prelungirea ei în acvatoriul Mării Negre*. În *Geologie*, p. 106. Bucureşti: Universitatea Bucureşti.

OAIE, G. (1998). *Sedimentological significance at mudstone microclasts intervals in Upper Proterozoic turbidites, Central Dobrogea (Romania)*. Sed. Geol., **115**, 289–300.

OAIE, G., SECRIERU, D., SHIMKUS, K. (2005). *Black Sea Basin: Sediments Type and Distribution, Sedimentation Processes*. GEO-ECO-MARINA, **9–10**, 21–31.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

OAIE, G., SEGHEDI, ANTOANELA, RĂDAN, S., VAIDA, MARIOARA (2005). *Sedimentology and source area composition for the Neoproterozoic – Eocambrian turbidites from East Moesia*. Geologica Belgica, **8(4)**, 78–105.

OERLEMANS, J. (1989). *Glacier Fluctuations and Climatic Change*, Springer ed., Berlin.

OLSEN, P. E. (1990). *Tectonic, climatic and biotic modulation of lacustrine ecosystems–examples from Newark Supergroup of Eastern North America*. În *Mem.Am.Ass.petrol.Geol.* pp. 209–224. Tulsa.

OLTEANU, R. (2005). *Black Sea Transgressions during Late Holocen*. GEO-ECO-MARINA, **9–10**, 31–36.

OLTEANU, R., JIPA, D. (2006). *Dacic Basin environmental evolution during Upper Neogene within the Paratethys domain*. GEO-ECO-MARINA, **12**, 91–107.

ONCESCU, M. N. (1944). *Le Flysch paleogene entre Bâsca Chiojdului et Bâsca Mică (Depart.de Buzău)*. C. R. de Sen. Inst. Geol. **(1939–1940)**, 3–14.

ORDAZ, M. (2004). *Some Integrals Useful in Probabilistic Seismic Hazard Analysis*. Bulletin of the Seismological Society of America, **94(4)**, 1510–1516.

ORTI, F., ROSELL, LAURA, ANADON, P. (2003). *Deep to shallow lacustrine evaporites in the Libros Gypsum (southern Teruel Basin, Miocene, NE Spain): an occurrence of pelletal gypsum rhythmites*. Sedimentology, **50(2)**, 361–386.

ORTI, H., ROSELL, G. (1998). *Sulphate-borate relations in an evaporitic lacustrine environment: the Sùltançayir Gypsum (Miocene, western Anatolia)*. Sedimentology, **45(4)**, 697–710.

ORTON, G. J., READING, H. G. (1993). *Variability of deltaic processes in terms of sediment supply, with particular emphasis on grain size*. Sedimentology, **40(3)**, 475–512.

O'SULLIVAN, P. E., REYNOLDS, C. S. (2004). *The Lakes Handbook: Limnology and Limnetic Ecology*, Blackwell Publishing ed., Oxford.

OVIATT, C. G., MCCOY, W. D., NASH, W. P. (1994). *Sequence stratigraphy of lacustrine deposits; a Quaternary example from the Bonneville Basin, Utah; with Suppl. Data 9402*. GSA Bulletin, **106(1)**, 133–144.

PALMER, D. (2001). *Paleoclimatology. Reconstructing Climates of the Quaternary*, 2nd ed.: International Geophysics Series, Volume 64. XV+613 pp. San Diego, London, Boston, New York, Sydney, Tokyo, Toronto.

PANĂ, I. (1966). *Studiul depozitelor pliocene din regiunea dintre V.Buzăului şi V.Bălăneasa*. St.Tehn.Econ.IGG, Bucureşti.

PANAIOTU, C. (1998). *Paleomagnetic constraines on the geodynamic history of Romania*. În *Monograph of Southern Carpathians, Reports on Geodesy* (ed. J. Sledzinski). pp. 205–216.

PANAIOTU, E. C. (2000). *Platforma carbonatică din zona Masivelor Bucegi şi Piatra Craiului–analiza comparativă a sistemelor depoziţionale şi a proceselor postdepoziţionale*. În Catedra de Mineralogie, p. 150. Bucureşti: Universitatea din Bucureşti.

PANDELE, N. S. V. (2001). *Oil fields in the External Carpathian Flysch*. Bucureşti: PETROM.

PANIN, N. (1964). *Coexistenţa urmelor de paşi de vertebrate cu mecanoglife în molasa miocenă din Carpaţii Orientali*. St.Cerc.Geologie, Academia Română, **IX**, 341–363.

PANIN, N. (1972). *Histoire Quaternaire du Delta du Danube. Essai d'interprètation des facies des dèpôts deltaique*. Cercetări marine IRCM, 4, 5–15, Constanţa.

PANIN, N. (1974). *Evoluţia Deltei Dunării în timpul Holocenului*. În *H–Geologie, Cuaternar*, pp. 107–121. Inst.Geol., Studii Tehn.Econ.

PANIN, N. (1983). *Black Sea coast line changes in the last 10 000 years. A new attempt at identifying the Danube mouths as described by the ancient*. Dacia, NS **XXVII(1–2)**, 175–184.

PANIN, N. (1989). *Danube Delta.Genesis, evolution and sedimentology*. Rev.Roum.Géol.Géophys. Géogr., Géography, **33**, 25–37.

PANIN, N. (1996). *Danube Delta: Genesis, evolution, geological setting and sedimentology*. GEO-ECO-MARINA, RCGGM, **1**, 7–24.

PANIN, N. (1996). *Impact of global changes on geo-environmental and coastal zone state of the Black Sea*. GEO-ECO-MARINA, RCGGM, **17**, 1–7.

BCU CLUJ / CENTRALA UNIVERSITARĂ LIBRARY

PANIN, N. (1997). *On the Geomorphologic and Geologic Evolution of the River Danube–Black Sea Interaction Zone*. GEO-ECO-MARINA, **2**, 31–41.

PANIN, N., ION, G., ION, E. (2005). *The Danube Delta–Chronology of Lobes and Rates of Sediment Deposition*. GEO-ECO-MARINA, **9–10**, 36–41.

PANIN, N. (2005). *The Black Sea coastal zone–An overview*. GEO-ECO-MARINA, **11**, 21–41.

PAPAIANOPOL, I. *et al.* (1985). *Paleogeographie du pontien du Basin Dacic, instant sur le developpement du facies charbonneux*. D. S. Institutul Geologic al României, **72–73**(4), 261–275.

PAPAIANOPOL, I. *et al.* (1987). *Paleogeographie du Pontien du Basin Dacique insistant sur le developpement du facies charbonneux*. D. S. Inst. Geol., **72–73**(4), 261–275.

PARSON, L. M., WALKER, C. L., DIXON, D. R. (1995). *Hydrotermal Vents and Processes*. În *Special Publications*, p. 411. Geol.Soc.Lond.

PARSONS, B., SWIFT, D. J. P., WILLIAMS, K. (2003). *Quaternary Facies Assemblages and Their Bounding Surfaces, Chesapeake Bay Mouth: An Approach to Mesoscale Stratigraphic Analysis*. Journal of Sedimentary Research, **73**(5), 672–690.

PATRULIUS, D. (1956). *Contribuţii la studiul geologic al Maramureşului (Bazinul Ruscovei)*. D. S. Com.Geol.Rom., **XV**, 68–84.

PATRULIUS, D. (1969). *Geologia Masivului Bucegi şi a Culoarului Dâmbovicioara*, Editura Academiei Române, Bucureşti.

PATRULIUS, D., NEAGU, TH., AVRAM, E., POP, G. (1976). *The Jurassic–Cretaceous boundary beds in Romania*. Anuarul I.G.G., **L**, 71–126.

PAZ, J. D. S., ROSSETTI, D. F., MACAMBIRA, M. J. B. (2005). *An Upper Aptian saline pan/lake system from the Brazilian equatorial margin: integration of facies and isotopes*. Sedimentology, **52**(6), 1303–1321.

PELLETIER, J. D., MAYER, L., PEARTHREE, PH. A., HOUSE, P. K., DEMSEY, KAREN, A., KLAWON, JEANNE, E., VINCENT, K. R. (2005). *An integrated approach to flood hazard assessment on alluvial fans using numerical modeling, field mapping, and remote sensing*. GSA Bulletin, **117**(9–10), 1167–1180.

PEMBERTON, G., FREY, R. W. (1992). *Trace fossils Facies Models: Environmental and Allostratigraphic Significance*. În *Facies Models. Response to Sea Level Change* (ed. R. G. Walker, N. P. James). pp. 47–72.

PENLAND, S., BOYD, R., SUTER, J. R. (1988). *Transgressive depositional systems of the Mississippi delta plain: a model for barrier shoreline and shelf sand development*. J.Sedim.Petrol., **58**, 932–949.

PERYT, T. M. (1989). *Basal Zechstein in southwestern Poland: sedimentation, diagenesis, and gas accumulations*. Geol.Assoc of Canada Special Paper, **36**, 601–625.

PETLEY, D. N., BULMER, M. H., MURPHY, W. (2002). *Patterns of movement in rotational and translational landslides*. Geology, **30**(8), 719–722.

PETLEY, D. N., HIGUCHI, T., PETLEY, D. J., BULMER, M. H., CAREY, J. (2005). *Development of progressive landslide failure in cohesive materials*. Geology, **33**(3), 201–204.

PETRESCU, I. G. (1957). *Delta Dunării.Geneză şi evoluţie*, Ed. Ştiinţifică, Bucureşti.

PETRESCU, J. (1990). *Perioadele glaciare ale Pământului*, Editura Tehnică, Bucureşti.

PETTIJOHN, F. J., POTTER, P. E. (1964). *Atlas and Glossary of Sedimentary Structures*, Springer-Verlag ed., New York.

PETTIJOHN, F. J., POTTER, P. E., SIEVER, R. (1973). *Sand and Sandstone*, Springer-Verlag ed., Berlin.

PICKERING, K. T., HISCOTT, R. N., HEIN, F. J. (1982). *A Precambrian upper-slope and prodelta in northeast Finnmark, north Norway*. J.Sed.Petrology, **52**, 171–186.

PICKERING, K. T. (1985). *Kongsfjord turbidite system*. În *Submarine Fans and Related Turbidite Systems*, pp. 237–244. New York: Springer-Verlag.

PICKERING, K. T., HISCOTT, R. N., HEIN, F. J. (1989). *Deep Marine Environments*, Unwin Hyman ed., London.

BCU IASI UNIVERSITY LIBRARY

PIERSON, T. C., SCOTT, K. M. (1985). *Downstream dilution of a lahar: transition from debris flow to hyperconcentrated stream flow*. Water Resour. Res., **21**, 1511–1524.

PIERSON, T. C., COSTA, J. C. (1987). *A rheologic classification of subaerial sediment–water flows*. În *Debris Flows/Avalanches: Process, Recognition and Mitigation* (ed. J. E. Costa, G. F. Wieczorek). pp. 1–12. Geol.Soc.Am.Rev.Eng.Geol.

PIOVANO, E. L., ARIZTEGUI, D., MOREIRA, SANDRA, DAMATTO (2002). *Recent environmental changes in Laguna Mar Chiquita (central Argentina): a sedimentary model for a highly variable saline lake*. Sedimentology, **49(6)**, 1371–1384.

PIŞOTĂ, I. (1957). *Lacul Călţun (observaţii limnologice)*. Probleme de Geografie, V, 387–388.

PIŞOTĂ, I., BUTA, I. (1975). *Hidrologie*, Editura Didactică şi Pedagogică, Bucureşti.

PLATT, N. H., WRIGHT, V. P. (1991). *Lacustrine carbonates: facies models, facies distributions and hydrocarbon aspects*. În *Lacustrine Facies Analysis* (ed. P. Anadon, L. Cabrera, K. Kelts). pp. 57–74. Sp.Publ.int.Ass.Sediment.

PLINT, A.G., NUMMEDAL, D. (2000). *The falling stage systems tract: recognition and importance in sequence stratigraphic analysis*. În: *Sedimentary Responses to Forced Regressions* (Eds D. Hunt, R.L.G. Gawthorpe), Geol. Soc. London Spec. Publ., 172, 1–17.

PLUMMER, P. S., GOSTIN, V. A. (1981). *Shrinkage cracks: desiccation or synaeresis?* J. Sedim.Petrollogy, **51**, 1147–1156.

POMAR, L. (2001). *Ecological control of sedimentary accomodation: evolution from a carbonate ramp to rimmed shelf, Upper Miocene, Balearic Islands*. Paleogeogr., Paleoclimat., Paleoecol., **175**, 249–272.

POPA, M. (2000). *Secvenţe siliciclastice şi piroclastice în Neogenul inferior din foreland-ul Carpaţilor Orientali (zona de curbură)–analiză comparată pentru elaborarea modelelor de faciés*. În Catedra de Mineralogie, p. 200. Bucureşti: Universitatea din Bucureşti.

POPA, M. (2004). *Features of dolerite bodies and related geological control in Secunda CoalField Area– some points for the reconsideration of the dolerite models; report*. Sasol Mining Secunda/ Geological Office, Brandspruit Division, South Africa.

POPESCU, B., BRATU, ELENA, GHEŢA, N., POPESCU, D. (1976). *Contribuţii la cunoaşterea stratigrafiei formaţiunilor paleogene dintre Olt şi Olăneşti (Depresiunea Getică)*. D. S. Inst. Geol. Geof., **LXII**, 265–278.

POPESCU, B. M. (1984). *Lythostratigraphy of cyclic continental to marine Eocene deposits in NW Transylvania, Romania*. Arch.Sci.Geneve, 37, 37–73.

POPESCU, B. M. (1994). *Hydrocarbons of Eastern Central Europe / Habitat, Exploration and Production History*, Springer-Verlag ed., Berlin.

POSAMENTIER, H.W., VAIL, P-R., (1988). *Eustatic controls on clastic deposition II – sequence and systems tract models*. În: Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Kendall, C.G.St.C., Posamentier, H.W., Ross, C.A., Van Wagoner, J.C. (Eds.), *Sea Level Changes – An Integrated Approach*. SEPM Spec. Publ. 42, p. 125–154.

POSTMA, G. (1990). *Depositional architecture and facies of river and fan deltas: a synthesis*. În *Coarse Grained Deltas* (ed. A. Colella, D. B. Prior). pp. 13–27. Spec. Publs. int. Ass. Sediment.

POSTMA, G. (1995). *Sea-level-related architectural trends in coarse-grained delta complex*. Sedimentary Geology, **98**, 3–12.

POTTER, P. E., PETTIJOHN, F. J. (1977). *Paleocurents and Basin Analysis*, Springer-Verlag ed., New York.

POTTER, P. E., MAYNARD, J. B., PRYOR, W. A. (1980). *Sedimentology of Shale*, Springer-Verlag ed., New York.

POTTER, P. E., MAYNARD, J. B., DEPETRIS, P. (2004). *Mud And Mudstones: Introduction and Overview*, Springer-Verlag ed., Berlin.

PRESTON, J., HARTLEY, A., MANGE-RAJETZKY, MARIA, HOLE, M., MAY, G., BUCK, S., VAUGHAN, L. (2002). *The Provenance of Triassic Continental Sandstones from the Beryl Field, Northern North Sea: Mineralogical, Geochemical, and Sedimentological Constraints*. Journal of Sedimentary Research, **72(1)**, 18–29.

PRICE, W. A. (1947). *Geomorphology of depositional surfaces*. A.A.P.G. Bulletin, **31(10)**, 1784–1800.

PRIOR, D. B., COLEMAN, J. M. (1978). *Disintegrating retrogressive landslides on very low-angle subaqueous slopes, Mississippi Delta*. Mar.Geotech., **3**, 37–60.

PRIOR, D. B., BORNHOLD, B. D. (1988). *Submarine morphology and processes of fjord fan deltas and related high-gradient systems: modern examples from British Columbia*. În *Fan deltas: sedimentology and tectonic settings* (ed. W. Nemec, R. J. Steel). pp. 125–143. Glasgow: Blackie.

PRIOR, D. B., BORNHOLD, B. D. (1990). *The underwater development of Holocene fan deltas*. În *Coarse Grained Deltas* (ed. A. Colella, D. B. Prior). pp. 75–90. Spec. Publs int. Ass. Sediment.

PROKOPH, A., FOWLER, A. D., PATTERSON, R. T. (2000). *Evidence for periodicity and nonlinearity in a high-resolution fossil record of long-term evolution*. Geology, **28(10)**, 867–870.

PYE, K., TSOAR, H. (1990). *Aeolian Sand and Sand Dunes*, Unwin Hyman ed., London.

RĂBĂGIA, T., MAȚENCO, L. (1999). *Tertiary Tectonic and Sedimentological Evolution of the South Carpathian Foredeep: Tectonic versus Eustatic Control*. Marine and Petroleum Geology, **16**, 719–740.

RACHOCKI, A. H. (1982). *Alluvial Fans*, John Wiley ed., New York.

RADIES, D., PREUSSER, F., MATTER, A., MANGE, MARIA (2004). *Eustatic and climatic controls on the development of the Wahiba Sand Sea, Sultanate of Oman*. Sedimentology, **51(6)**, 1359–1385.

RĂILEANU, G., SAULEA, EMILIA (1955). *Paleogenul din regiunea Cluj–Jibou*. An.Inst.Geol. Rom., **XXIX**, 271–308.

RAMM, M. (2000). *Reservoir quality and its relationship to facies and provenance in Middle to Upper Jurassic sequences, northeastern North Sea*. Clay Minerals, **35(1)**, 77–94.

RATSCHBACHER, L., LINZER, H. M., MOSER, F., STRUSIEVICZ, R. O., BEDELEAN, H., HAR, N., MOGOȘ, P. A. (1993). *Cretaceous to Miocene thrusting and wrenching along the central South Carpathians due to a corner effect during collision and orocline formation*. Tectonics, **12**, 855–873.

RAUP, O. B. (1970). *Brine mixing; an additional mechanism for formation of basin evaporites*. A.A.P.G. Bulletin, **54(12)**, 2246–2259.

READING, H. G., RICHARDS, M. (1994). *Turbidite systems in deep water basin margins classified by grain size and feeder system*. A.A.P.G. Bulletin, **78**, 792–822.

READING, H. G. (1996). *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy, 3rd ed.*, Blackwell Science ed., Oxford.

READING, H. G., COLLINSON, J. D. (1996). *Clastic coasts*. În *Sedimentary environments: processes, facies and stratigraphy* (ed. H. G. Reading). p. 688. Blackwell Sci.

RECH, J. A., QUADE, J., BETANCOURT, J. L. (2002). *Late Quaternary paleohydrology of the central Atacama Desert (lat 22{degrees}–24{degrees}S), Chile*. Geol. Soc. Am. Bull., **114(3)**, 334–348.

REINECK, H. E., SINGH, I. B. (1980). *Depositional Sedimentary Environments, 2nd.Ed.*, Springer-Verlag ed., New York.

REINSON, G.E. (1984). *Barrier-island and associated strand-plain systems*. În Walker R.G. (ed.), *Facies models*. Geol.Assoc. of Canada Reprint Series **1:** 119–140.

REINSON, G.E. (1992). *Transgressive barrier island and estuarine systems*. În Walker R.G., James N.P. (ed.), *Facies Models*– Response to Sea Level Changes. Geol.Assoc.of Canada.

REINSON, G.E., CLARK, J.E., FOSCOLOS, A.E. (1988). *Reservoir geology of Crystal Viking field, Lower Cretaceous estuarine tidal channel-bay complex, south-central Alberta*. AAPG Bulletin, **72:** 1270–1294.

RENAULT, R. W., LAST, W. M. (1994). *Sedimentology and Geochemistry of Modern and Ancient Saline Lakes*. În *Special Publications*, p. 334. Tulsa.

RIEBE, C. S., KIRCHNER, J. W., GRANGER, D. E., FINKEL, R. C. (2001). *Strong tectonic and weak climatic control of long-term chemical weathering rates*. Geology, **29(6)**, 511–514.

RILEY, J. P., CHESTER, R. L. (1976). *Chemical Oceanography*, Academic Press ed., London.

BCU IAȘI CENTRU UNIVERSITAR

ROBACK, R. C., WALKER, N. W. (1995). *Provenance, detrital zircon U-Pb geochronometry, and tectonic significance of Permian to Lower Triassic sandstone in southeastern Quesnellia, British Columbia and Washington*. GSA Bulletin, **107(6)**, 665–675.

ROBAN, R. D. (1999). *Faciesul de Buciaş–Pânza Cutelor Marginale, analiza secvenţelor de facies şi reconstituirea ambianţelor de sedimentare*. În Catedra de Mineralogie Bucureşti: Universitatea din Bucureşti.

ROBAN, R. D., VÂRBAN, B., ANASTASIU, N. (2001). *Trace fossil assemblages from turbidite sequences in Tarcău Sandstone–The Eastern Carpathian Flysch (Romania)*. În *Proceedings of 21st IAS Meeting of Sedimentology*, Davos-Suisse, sept. 2001.

ROBAN, R. D., MELINTE, MIHAELA CRISTINA (2005). *Paleogene Litho- and Biostratigraphy of the NE Getic Depression (Romania)*. Acta Palaeontologica Romaniae, **5**, 423–439.

ROBAN, R. D., ANASTASIU, N. (2006). *The Clasts Petrography of Cheia and Corbi Formations from the Getic Depression*. În GEO-2006. *Geology and Geophysics between tradition and change*. Annual Scientific Session of Faculty of Geology and Geophysics, Geological Society of Romania and Romanian Society of Geophysics, pp. 59–63. Bucureşti.

ROBAN, R. D. (2006). *Flow Characteristics of the Fan Delta Deposits: Oligocene Cheia Formation, Getic Depression, Romania*. În Proceedings XVIII th Congress of the Carpathian-Balkan Geological Association, September 3–6, 2006, Belgrade, Serbia, pp. 496–500.

ROBERTSON, A. H. F., FLEET, A. J. (1976). *The origin of rare earths in metalliferous sediments of the Troodos Massif, Cyprus*. Earth Planet.Sci.Letts., **28**, 385–394.

RODRIGUEZ, A. B., ANDERSON, J. B. (2004). *Contourite origin for shelf and upper slope sand sheet, offshore Antarctica*. Sedimentology, **51(4)**, 699–711.

ROYDEN, L., KARNER, G. D. (1984). *Flexure of lithosphere beneath Apennine and Carpathian foredeep basins: evidence for an insufficient topographic load*. A.A.P.G. Bulletin, **68**, 704–712.

RUSSELL, R. J. (1958). *Geological geomorphology*. GSA Bulletin, **69(1)**, 1–21.

RUST, B. R. (1978). *A classification of alluvial channel systems*. În *Fluvial sedimentology* (ed. A. D. Miall). pp. 187–198. Can. Soc. Petrol. Geol. Mem.

RYER, M. (1998). *Sequence stratigraphy and geologic evolution of the Paleogene and Lower Miocene strata, eastern Getic Basin, Romania*. Bucureşti, p. 230.

RYU, I.-C. (2003). *Petrography, diagenesis and provenance of Eocene Tyee Basin sandstones, southern Oregon Coast Range: New view from sequence stratigraphy*. The Island Arc, **12(4)**, 398–410.

SAGEMAN, B. B., RICH, J., ARTHUR, M. A., BIRCHFIELD, G. E., DEAN, W. E. (1997). *Evidence for Milankovitch periodicities in Cenomanian–Turonian lithologic and geochemical cycles, Western Interior U.S.A.* Journal of Sedimentary Research, **67(2)**, 286–302.

SĂNDULESCU, M. (1967). *La structure géologique des terraines mesozoiques de l'extérieur du massif cristalin du Făgăraş*. Dări de Seamă, IGG., **LII(2)**, 177–208.

SĂNDULESCU, M. (1976). *La correlation structurale du tronçon oriental avec celui meridional des Carpates Roumaines*. Dări de Seamă, IGG, **LXII(5)**, 177–194.

SĂNDULESCU, M. (1980). *Analiza geotectonică a catenelor alpine situate în jurul Mării Negre occidentale*, An. Inst. Geol., Seria geologie, **LVI**, 5–55.

SĂNDULESCU, M., KRAUTNER, H. G., BALINTONI, I., RUSSO-SĂNDULESCU, DOINA, MICU, M. (1981). *The Structure of the East Carpathians*. În *Guide to Excursion*, Carpatho-Balkan. Geol. Assoc., XII Congress, pp. 76–82.

SĂNDULESCU, M. (1984). *Geotectonica României*, Tehnică ed., Bucureşti.

SĂNDULESCU, M., BRATU, E. (1984). *Nouvelles donnees pour la correlation des formations paleogenes des unites allochtonnes de la Zone du Flysch Transcarpathique*. D. S. Inst.Geol.Rom., **LXVIII(4)**, 119–135.

SĂNDULESCU, M. (1988). *Cenozoic tectonic history of the Carpathians*. A.A.P.G. Mem., **45**, 17–26.

SĂNDULESCU, M., UDUBAŞA, GH., MICU, M. (1988). *Paleogeography of the Subcarpathian Miocene and the genetic model of the Jitia-type mineralization*. Dări de Seamă, IGG. 72–73, 169–194.

SĂNDULESCU, M., MICU, M. (1989). *Oligocene paleogeography of the East Carpathians.* În *The Oligocene from the Transylvanian Basin* (ed. I. Petrescu). Cluj-Napoca.

SĂNDULESCU, M., MĂRUNȚEANU, MARIANA, POPESCU, GH. (1995). *Lower-Middle Miocene formations in the folded area of the East Carpathians.* În *Proc of the Xth RCMNS,* Spec. Ed., Rom. Jour. of Stratigraphy, pp. 3–12.

SĂNDULESCU, M., POPESCU, GH., MĂRUNȚEANU, MARIANA (1995). *Facies and stratigraphy of the Lower-Middle Miocene Formations of the Slănic Syncline.* În *Proc of the Xth RCMNS*, Spec. Ed., Rom. Jour. of Stratigraphy, pp. 3–12.

SĂSĂRAN, E., HOSU, A., SPĂLNĂCAN, R., BUCUR, I. (2000). *Microfacies, microfossils and sedimentary evolution of the Săndulești limestone Formation in Cheile Turzii (Apuseni Mts., Romania).* Acta Paleont.Romaniae, **2**, 453–462.

SĂSĂRAN, E., BUCUR, I., PRICA, I. (2001). *Microfacies and microfossils in Upper Jurassic limestones from Cheile Tureni.* Studia Univ.„Babeş-Bolyai", **XLVI(2)**, 35–52.

SĂSĂRAN, E. (2006). *Calcarele Jurasicului superior–Cretacicului inferior din Munții Trascău,* Presa Universitară Clujeană, Cluj-Napoca.

SCHEFFLER, K., HOERNES, S., SCHWARK, L. (2003). *Global changes during Carboniferous–Permian glaciation of Gondwana: Linking polar and equatorial climate evolution by geochemical proxies.* Geology, **31(7)**, 605–608.

SCHERER, C. M. S., LAVINA, E. L. C. (2005). *Sedimentary cycles and facies architecture of aeolian-fluvial strata of the Upper Jurassic Guará Formation, southern Brazil.* Sedimentology, **52(6)**, 1323–1341.

SCHLAGER, W., BOLZ, H. (1977). *Clastic accumulation of sulphate evaporites in deep water.* Journal of Sedimentary Research, **47(2)**, 600–609.

SCHMALZ, R. F. (1969). *Deep-water evaporite deposition: a genetic model.* A.A.P.G. Bulletin, **53(4)**, 798–823.

SCHMID, S. M., BERZA, T., DIACONESCU, V., FROITZHEIM, N., FUGENSCHUH, B. (1998). *Orogen-parallel extension in the Southern Carpathians.* Tectonophysics, **297**, 209–228.

SCHOLLE, P. A., SPEARING, D. (1982). *Sandstone Depositional Environments.* Tulsa, Oklahoma: Amer.Assoc.Petroleum Geologists.

SCHOLLE, P. A., BEBOUT, D. G., MOORE, C. H. (1983). *Carbonate Depositional Environments.* Tulsa, Oklahoma: Amer. Assoc. Petroleum Geologists.

SCHOLLE, P. A., ARTHUR, M. A., EKDALE, A. A. (1983). *Pelagic Environment.* În *Carbonate Depositional Environments*, pp. 620–691. Mem.Ass.Petrol.Geol.

SCHOOLM, D. W., MARLOW, M. S. (1974). *Sedimentary sequence in modern Pacific trenches and the deformed circum-Pacific eugeosyncline.* În *Modern and ancient Geosynclinal Sedimentation*, pp. 193–211. Sp.Publ.Soc.Econ.Paleont.Miner.

SCHREIBER, B. C. (1988). *Evaporites and hydrocarbons.* Columbia University Press ed., New York.

SCHREIBER, B. C., HELMAN, M. L. (2005). *Criteria for Distinguishing Primary Evaporite Features from Deformation Features in Sulfate Evaporites.* Journal of Sedimentary Research, **75(4)**, 525–533.

SCHRODER, S., SCHREIBER, B., CHARLOTTE, AMTHOR, J. E., MATTER, A. (2003). *A depositional model for the terminal Neoproterozoic–Early Cambrian Ara Group evaporites in south Oman.* Sedimentology, **50(5)**, 879–898.

SCHUMM, S. A. (1972). *Fluvial paleochannels.* În *Recognition of ancient sedimentary environments* (ed. J. K. Rigby, W. K. Hamblin). pp. 98–107. SEPM Spec.Publ.

SCHWARTZ, M. L. (1973). *Barrier Islands.* Strousburg, Pa: Dowden, Hutchincon and Ross.

SCHWARTZ, R.K. (1982). *Bedforms and stratification characteristics of some modern small-scale washover sand bodies.* Sedimentology, **29:** 835–850.

SCHWARZACHER, W. (1989). *Mylancovich cycles and the measurement of time.* În *Cycles and Events in Stratigraphy* (ed. G. Einsele *et al.*). pp. 855–863. Berlin: Springer-Verlag.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

SEGHEDI, A., OAIE, GH. (1986). *Formațiunea de Carapelit (Dobrogea de Nord): faciesuri și structuri sedimentare*. D.S. Inst. Geol. Geof., **70–71**(4), 19–37.
SEGHEDI, A., OAIE, GH. (1994). *Tectonic setting of two contrasting types of pre-alpine basement: North versus Central Dobrogea*. Rom. Jour. Tect. Reg. Geol., ALCAPA II, 2.
SEGHEDI, A. (2006). *Orogenul hercinic din Dobrogea de Nord*. București: Analele Universității București, vol. special – Geo-2006-SGR și Facultatea de Geologie și Geofizică.
SEIBOLD, E., BERGER, W. H. (1982). *The Sea Floor*, Springer-Verlag ed., Berlin.
SELLEY, R. C. (1978). *Ancient Sedimentary Environments, 2nd ed.*, Chapman and Hall ed., London.
SELLEY, R. C. (1985). *Ancient sedimentary environments and their subsurface diagenesis*, Chapman and Hall ed., London.
SELLEY, R. C. (1996). *Ancient Sedimentary Environments and Their Subsurface Diagnosis*, Chapmann & Hall ed., Routledge (UK).
SHACKLETON, N. J., HALL, M. A., RAFFI, ISABELLA, TAUXE, LISA, ZACHOS, J. (2000). *Astronomical calibration age for the Oligocene–Miocene boundary*. Geology, **28**(5), 447–450.
SHANLEY, K. W., MCCABE, P. J. (1994). *Perspective on the sequence stratigraphy of continental strata*. A.A.P.G. Bulletin, **78**, 544–568.
SHANMUGAM, G. (1996). *High-density currents: are they sandy debris flow?*. Journal of Sedimentary Research, **66**, 2–10.
SHANMUGAM, G. (1997). *The Bouma sequence and the turbidite mind set*. Earth-Sci. Rev., 42, 201–229.
SHEPARD, F. P. (1955). *Delta-front valleys bordering the Mississippi distributaries*. Bull. Geol. Soc. Am., **66**, 1489–1498.
SHEPARD, F. P., DILL, R. F. (1966). *Submarine Canyons and Other Sea-valleys*. RandMcNally ed., Chicago, IL.
SHEPARD, F. P. (1973). *Submarine Geology, 3rd, ed.*, Harper and Row ed., New York.
SHEPARD, F. P., MCLOUGHLIN, P. A., MARSHALL, N. F., SULLIVAN, SYVITSKI, J. P. M., SCHAFER, C. T. (1996). *Evidence for an earthquake-triggered basin collapse in Saguenay Fjord*. Canada. Sedim. Geol., **104**, 127–153.
SHIPTON, Z. K., EVANS, J. P., ROBERTSON, K. R., FORSTER, C. B., SNELGROVE, ST. (2002). *Structural Heterogeneity and Permeability in Faulted Eolian Sandstone: Implications for Subsurface Modeling of Faults*. A.A.P.G. Bulletin, **86**(5), 863–883.
SHIRAI, M., TADA, R. (2000). *Sedimentary Successions Formed by Fifth-Order Glacio-Eustatic Cycles in the Middle to Upper Quaternary Formations of the Oga Peninsula, Northeast Japan*. Journal of Sedimentary Research, **70**(4), 839–849.
SHORT, A.D. (1984). *Beach and nearshore facies: southeast Australia*. Mar.Geol., **60**: 261–282.
SKINNER, B. J., PORTER, S. C. (1995). *The Blue Planet*, John Wiley & Sons ed., New York.
SLOSS, L. L. (1988). *Forty years of sequence stratigraphy*. Geol .Soc. Am.Bull., **100**, 1661–1665.
SMITH, D.G., REINSON, G.E., ZAITLIN, B.A., RAHMANI, R.A. (eds.), (1991). *Clastic tidal sedimentology*. Canad. Soc. Petroleum Geol., Mem., **16**, 387 p.
SMITH, G. W., HOWELL, D. G., INGERSOLL, R. V. (1979). *Late Cretaceous trench-slope basins of central California*. În *Geology of Oceans*, pp. 303–306. Proc.26th IntGeol.Cong.Paris, 1980.
SMITH, I. R. (2000). *Diamictic sediments within high Arctic lake sediment cores: evidence for lake ice rafting along the lateral glacial margin*. Sedimentology, **47**(6), 1157–1179.
SMITH, R. M. H., ERIKSSON, P.G., BOTHA, W. J. (1993). *A review of the stratigraphy and sedimentary environments of the Karoo- aged basins of Southern Africa*. J. African Earth Sci., **16**, 143–169.
SMOSNA, R., BRUNER, KATHY, R., BURNS, A. (1999). *Numerical analysis of sandstone composition, provenance, and paleogeography*. Journal of Sedimentary Research, **69**(5), 1063–1070.
SOHN, Y. K., KIM, S. B., HWANG, I. G., BAHK, J. J., CHOE, M. Y., CHOUGH, S. K. (1997). *Characteristics and depositional processes of large-scale gravelly Gilbert -type foresets in the Miocene Doumsan fan delta, Pohang Basin, SE, Korea*. Journal of Sedimentary Research, **67**(1), 130–141.

SONU, C.J., VAN BEEK, J.L. (1971). *Systematic beach changes on the Outer Banks, North Carolina.* Jour.Geol., **79:** 416–425.

SOREGHAN, G. S., DICKINSON, W. R. (1994). *Generic types of stratigraphic cycles controlled by eustasy.* Geology, **22(8)**, 759–761.

SPENCER, R. J., DEMICCO, R. V. (2002). *Facies and sequence stratigraphy of two Cambrian grand cycles: implications for Cambrian sea level and origin of grand cycles.* Bulletin of Canadian Petroleum Geology, **50(4)**, 478–491.

STANLEY, D. J., SWIFT, D. J. (1976). *Marine Sediment Transport and Environment Management,* John Wiley ed., New York.

STĂNESCU, T., VLĂDESCU, A., VLĂDESCU, I., SLĂVOACĂ, ARION, P. (1983). *Sinteza datelor obținute prin lucrările de prospecțiuni și explorări geologice efectuate pentru cărbuni în Depresiunea Getică, perimetrul Jilț–sud, jud. Gorj.* I.P.G.G., Raport, Fondul geologic.

STATTEGGER, K. (1987). *Heavy minerals and provenance of sands; modeling of lithological end members from river sands of northern Austria and from sandstones of the Austroalpine Gosau Formation (Late Cretaceous).* Journal of Sedimentary Research, **57(2)**, 301–310.

STEEL, R. J. (1974). *New Red Sandstone floodplain and pedmont sedimentation in the Hebridean Province.* Jour.Sed.Petrol., **44**, 336–357.

ȘTEFĂNESCU, M., MICU, M. (1987). *Flysch Deposits in the East Carpathians.* Ed. Academiei R.S.R.

STOW, D. A. V. (1979). *Bottom currents and conturites in the North Atlantic.* Bull.Inst.Geol.Bassin d'Aquitaine, **31**, 151–166.

STOW, D. A. V., LOVELL, J. P. B. (1979). *Conturites: their recognition in modern and ancient sediments.* Earth-Sci.Rev., **14**, 251–291.

STOW, D. A. V., PIPER, D. J. V. (1982). *Fine-grained sediments: Deep-water processes and facies,* Blackwell ed., Oxford.

STOW, D. A. V. (1987). *South Atlantic organic-rich sediment: facies, processes and environments of deposition.* În *Marine Petroleum Source Rocks*, pp. 287–299. Spec.Publ.Geol.Soc.Lond.

STOW, D. A. V. (1991). *Deep Water Turbidite Systems.* Blackwell Publishing.

STRAHLER, A. N. (1973). *Geografia Fizică*, Editura Științifică, București.

STRAZISAR, B. R., ZHU, CHEN, HEDGES, SHEILA, W. (2006). *Preliminary modeling of the long-term fate of $CO_2$ following injection into deep geological formations.* Environmental Geosciences, **13(1)**, 1–15.

STRIDE A.H.(ed), (1982). *Offshore tidal sands: processes and deposits.* Chapman & Hall, New York, 222 p.

SURLYK, F. (1987). *Slope and deep shelf gully sandstones, Upper Jurassic, East Greenland.* A.A.P.G. Bulletin, **71**, 464–475.

SWEET (1999). *Interaction between aeolian, fluvial and playa environments in the Permian Upper Rotliegend Group, UK southern North Sea.* Sedimentology, **46(1)**, 171–187.

SWIFT, D. J. P., THORNE, J. A. (1991). *Sedimentation on continental margins, I: A general model for shelf sedimentation.* În *Shelf Sand and Sandstone Bodies: Geometry, Facies and Sequence Stratigraphy* (ed. D. J. P. Swift, G. F. Oertel, R. W. Tillman, J. A. Thorne). pp. 3–31. Spec, Publ. Int. Ass. Sediment.

SWIRYDCZUC, K., WILKINSON, B. H., SMITH, G. R. (1980). *The Pliocene Glenns Ferry Oolite: Sedimentology of oolitic lacustrine terrace deposits.* J.sedim.Petrol., **50**, 1237–1248.

SYLVESTER, Z., LOWE, D. R. (2004). *Textural trends in turbidites and slurry beds from the Oligocene flysch of the East Carpathians, Romania.* Sedimentology, **51(5)**, 945–972.

SZAS, L. (1974). *Poziția stratigrafică a gresiilor și conglomeratelor de Prislop în estul bazinului Borșa (Maramureș) și unele considerații asupra Neocretacicului din Maramureș și Munții Bârgăului.* D. S. Inst.Geol.Rom., **LX(4)**.

SZOBOTKA, S. (1985). *Studiul sedimentologic al nodulilor polimetalici din zona Clarion–Cliperton, Oc.Pacific.* În Catedra de Mineralogie, p. 180. Universitatea din București.

BCU IASI - UNIVERSITY LIBRARY

TAIRA, A., OGAWA, Y. (1988). *The Shimanto Belt, Southeast Japan–Studies on the Evolution of an Accretionary Prism.* Modern Geology, **12**, 542.

TAKAHASHI, T. (1981). *Debris flow.* Ann. Rev. Fluid Mech., **13**, 57–77.

TALBOT, M. R., HOLM, K., WILLIAMS, M. A. J. (1994). *Sedimentation in low-gradient desert margin systems.* În *Paleoclimate and Basin Evolution of Playa Systems* (ed. M. Rosen). pp. 97–117. Spec.Pap.geol. Soc.Amer.

TANNER, L. H. (2000). *Palustrine-Lacustrine and Alluvial Facies of the (Norian) Owl Rock Formation (Chinle Group), Four Corners Region, Southwestern U.S.A.: Implications for Late Triassic Paleoclimate.* Journal of Sedimentary Research, **70(6)**, 1280–1289.

TĂTĂRÂM, N. (1963). *Stratigrafia Eocenului de la SV de Cluj*, Ed. Academiei, Bucureşti.

TĂTĂRÂM, N. (1981). *Vârsta gresiei de Tarcău de pe Valea Pietroasa–Nord de Vărbilău (Pintenul de Homorâciu–Prăjani).* Studii şi Cercetări de Geologie, Seria geologie, **26** (1).

TEDESCO, W. A., MAJOR, R. P., BARIA, L. R. (2002). *An Eolian Facies within the Upper Jurassic Smackover Formation, Tchula Lake field, Mississippi.* A.A.P.G. Bulletin, **86(3)**, 485–503.

THOMAS, R.G., SMITH, D.G., WOOD, J.M., VISSER, J., CAVERLEY – RANGE, E.A., KOSTER, E.H. (1987). *Inclined heterolithic stratification–Terminology, description, interpretation and significance.* Sedimentary Geology, V. 53, pg. 123–179. Elsevier Science Publishers.

TIERCELIN, J.-J., PFLUMIO, CATHERINE, CASTREC, MARYSE, BOULEGUE, J., GENTE, P., ROLET, J., COUSSEMENT, C., STETTER, K. O., HUBER, R., BUKU, S., MIFUNDU, W. (1993). *Hydrothermal vents in Lake Tanganyika, East African Rift system.* Geology, **21(6)**, 499–502.

TROEDSON, A. L., RIDING, J. B. (2002). *Upper Oligocene to Lowermost Miocene Strata of King George Island, South Shetland Islands, Antarctica: Stratigraphy, Facies Analysis, and Implications for the Glacial History of the Antarctic Peninsula.* Journal of Sedimentary Research, **72(4)**, 510–523.

TUCKER, M. E., WRIGHT, V. P. (1990). *Carbonate Sedimentology*, Blackwell ed., London.

TUFESCU, V. (1966). *Modelarea naturală a reliefului şi eroziunea accelerată*, Editura Academiei Române, Bucureşti.

TUTTLE, M. L. (1991). *Introduction to geochemical, biogeochemical and sedimentological studies of the Green River Formation, Wyoming, Utah and Colorado.* Bull.U.S.geol.Surv., **1973**, 1–11.

TYE, R. S. (2004). *Geomorphology: An approach to determining subsurface reservoir dimensions.* A.A.P.G. Bulletin, **88(8)**, 1123–1147.

UNGUREANU, V. G. (2005). *Geologie marină*, ArsDocendi ed., Bucureşti.

VALLONI, R., MAYNARD, J. B. (1981). *Detrital modes of recent deep-sea sand and their relation to tectonic setting: a first approximation.* Sedimentology, **28(1)**, 75–83.

VALLONI, R., ZUFFA, G. G. (1984). *Provenance changes for arenaceous formations of the Northern Apennines, Italy.* GSA Bulletin, **95(9)**, 1035–1039.

VALLONI, R. (1985). *Optical analyses of arenites: influence of methodology on compositional results.* În *Provenance of Arenites* (ed. G. G. Zuffa). pp. 309–332. Dordrecht: NATO ASI, Reidel Publ. Co.

VAN ANDEL, T. H. (2000). *PARRISH, J. T. 1999. Interpreting Pre-Quaternary Climate from the Geologic Record: Perspectives in Paleobiology and Earth History Series. xv + 338 pp.* New York: Columbia University Press. Geological Magazine, **137(1)**, 97.

VAN CAPPELLEN, P. (2003). *Biomineralization and Global Biogeochemical Cycles.* Reviews in Mineralogy and Geochemistry, **54(1)**, 357–381.

VAN HOUTEN, F. B. (1977). *Ancient Continental Deposits*, Dowden, Hutchinson and Ross ed., Strousburg.

VAN LOPIK, K. (1958). *Geology of the Mississippi River deltaic plain, southeastern Louisiana.* pp. 3–483. Vicksburg, MS: U.S. Army Corps of Engineers Waterways Experiment Station.

BCU CENTRALA UNIVERSITARĂ LIBRARY

VAN VUGT, N., STEENBRINKB, J., LANGEREIS, C. G., HILGENB, F. J., MEULENKAMP, J. E. (1998). *Magnetostratigraphy-based astronomical tuning of the early Pliocene lacustrine sediments of Ptolemais (NW Greece) and bed-to-bed correlation with the marine record.* Earth and Planetary Science Letters, **164**, 535–551.

VAN VUUREN, C. J., COLE, D. I. (1979). *The stratigraphy and the depositional environments of the Ecca Group in the northern part of the Karoo Basin.* Geol. Soc. of S. Afr. Spec. Publ., **6**, 103–111.

VAN WAGONER, J.C., POSAMENTIER, H.W., MITCHUM, R.M., VAIL, P.R., SARG, J.F., LOUTIT, T.S., HANDERBOL, J. (1988). *An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions*, în *Sea Level Changes-an Integrated Approach*, Wilgus C.K., Hastings B.S., Kendall C.G.St.C., Posamentier H.W., Ross C.A., Van Wagoner J.C. (eds). Spec.Publ.Soc.Econ.Paleont.Mineral., 42,Tulsa, p. 39–45.

VAN WAGOONER, J. C., BERTRAM, G. T. (1995). *Sequence stratigraphy of foreland basins.* Am.Assoc. Petrol. Geol.

VĂCĂRESCU, GH. *et al.* (1998), *Reconstituirea evoluţiei geologice a sectorului românesc al Depresiunii Pannonice.* Arhiva C.C.P.E.G., Bucureşti.

VÂRBAN, B. L., DERER, C., ANASTASIU, N., ROBAN, R., POPA, M. (2000). *Architecture of turbidite systems as revealed by the East Carpathians Eocene sequences–Tarcău Formation – Siriu, Romania.* Studii şi cercetări de Geologie, Academia Română, **45**, 25–37.

VÂRBAN, B. L., DERER, C., ANASTASIU, N., ROBAN, R. D., POPA, M. (2001). *Architecture of turbidite systems as revealed by the East carpathians Paleogene Sequences (Tarcău Formation–Siriu, Romania).* St.cerc.geologie, Academia Română, **46**, 19–37.

VÂRBAN, B. L. (2003). *Analiza sedimentologică a secvenţelor ciclice de vârstă Cretacic superior din Moldavide: reconstituiri paleoambientale.* În Catedra de Mineralogie, p. 167. Bucureşti: Universitatea din Bucureşti.

VISHER, G. S. (1999). *Stratigraphic Systems: Origin and Application*, Elsevier ed., Amsterdam.

VLAD, D. (1997). *Modele de facies în molasa carpatică.* În Catedra de Mineralogie, p. 127. Bucureşti: Universitatea din Bucureşti.

VOIGHT, B., SOUSA, J. (1994). *Lessons from Ontakesan: a comparative analysis of debris avalanche dynamics.* Eng.Geol., **38**, 261–297.

VON EYNATTEN, H., BARCELO-VIDAL, C., PAWLOWSKY-GLAHN, VERA (2003). *Composition and Discrimination of Sandstones: A Statistical Evaluation of Different Analytical Methods.* Journal of Sedimentary Research, **73**(1), 47–57.

VUGHT VAN, N., LANGEREIS, C. G., HILGEN, F. J. (2001). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology.* **172**, 193–205.

WALKER, R. G. (1966). *Shale Grit and Grindslow Shales: transition from turbidite to shallow water sediments in the Upper Carboniferous of northern England.* Jour.Sed.Petrol, **36**, 90–114.

WALKER, R. G. (1978). *Deep water sandstones facies and ancient submarine fans: models for exploration from stratigraphic traps.* A.A.P.G. Bulletin, **62**, 932–966.

WALKER, R. G. (1984). *Facies Models, 2nd ed*, Geoscience Canada ed., Calgary.

WALKER, R. G. (1992). *Turbidite and submarine facies.* În *Facies Models*, pp. 329–363. Geol.Soc.Canada Bull.

WALKER, R. G., JAMES, N. P. (1992). *Facies models: response to sea-level change.* Geological Association of Canada ed., St.John's, Newfoundland.

WALKER, R.G., PLINT, A.G. (1992). *Wave- and storm-dominated shallow marine systems.* În Walker, R.G., James, N.P. (ed.), *Facies Models–Response to Sea Level Changes.* Geol.Assoc.of Canada.

WALKER, T. R., HARMS, J. C. (1972). *Eolian origin of flagstone beds, Lyons Sandstone (Permian) Boulder County, Colorado.* Mountain Geologists, **9**, 279–288.

WANG, T. A. O., ZHANG, W., DONG, Z., QU, J., JING, Z., WANG, W., FENG, J. (2005). *The dynamic characteristics and migration of a pyramid dune.* Sedimentology, **52**(3), 429–440.

BCU IAŞI UNIVERSITY LIBRARY

WARME, J. E., DOUGLAS, R. G., WINTERER, E. L. (1981). *The Deep SeaDrilling Project: a Decade of Progress.*

WARREN, J. (1999). *Evaporites–their Evolution and Economics*, Blackwell Science ed., Oxford.

WARREN, J. K. (2006). *Evaporites: Sediments, Resources and Hydrocarbons*, Springer ed., New York.

WARREN, J. W. (1989). *Evaporite. Sedimentology*, Prentince Hall ed., Englewood Cliffs.

WAUGH, B. (1970). *Petrology, provenance and silica diagenesis of the Penrith sandstone (lower Permian) of northwest England.* Journal of Sedimentary Research, **40**(4), 1226–1240.

WAYTHOMAS, C. F., WALDER, J. S., MCGIMSEY, R. G., NEAL, CHRISTINA, A. (1996). *A catastrophic flood caused by drainage of a caldera lake at Aniakchak Volcano, Alaska, and implications for volcanic hazards assessment.* GSA Bulletin, **108**(7), 861–871.

WEAVER, P. E., THOMSON, J. (1987). *Geology and Geochemistry of Abyssal Plains*, Blackwell Scientific Publications ed., Oxford.

WEIMER, P., LINK, M. H. (1991). *Seismic facies and sedimentary processes of submarine fans and turbidite systems*, Springer-Verlag ed., New York.

WEIMER, R.J., HOWARD, J.D., LINDSAY, D.R. (1982). *Tidal flats and associated tidal channels.* În: *Sandstones depositional environments* (ed. by Scholle *et al.*). AAPG Memoir 31, 191–245.

WEIMER, R. J., PORTER, W. K., LAND, B. C. (1985). *Depositional modelling of detrital rocks with emphasis on cored sequences of petroleum reservoirs.* S.E.P.M Core Workshop, 8.

WESCOTT, W. A., ETHRIDGE, F. G. (1980). *Fan delta sedimentology and tectonic setting – Yallas fan–delta, southeast Jamaica.* A.A.P.G. Bulletin, **64**, 374–399.

WESCOTT, W. A., ETHRIDGE, F. G. (1983). *Eocene fan–deltas submarine fan deposition in Wagwater Trough, east – central Jamaica.* Sedimentology, **30**(2), 233–247.

WETZEL, R. G. (1983). *Limnology*, W.B.Saunders ed., Philadelphia.

WILKINSON, B. H., POPE, B. N., OWEN, R. M. (1980). *Nearshore ooid formation in a modern temperate region marl lake.* J.Geol., **88**, 697–707.

WILSON, I. G. (1972). *Aeolian bedforms–their developments and origin.* Sedimentology, **19**(3–4), 173–210.

WILSON, J. L. (1975). *Carbonate Facies in Geologic History*, Springer-Verlag ed., New York.

WILSON, M. D. (2002). *Petrographic provenance analysis of Kiowa Core sandstone samples, Denver Basin, Colorado.* Rocky Mountain Geology, **37**(2), 173–187.

WOOD, W. W., SANFORD, W. E., HABSHI, A. R. S. AL. (2002). *Source of solutes to the coastal sabkha of Abu Dhabi.* Geol Soc Am Bull., **114**(3), 259–268.

WOODROW, D. L., SEVON, W. D. (1985). *The Catskill Delta.* Geol.Soc.America Spec.Paper.

WRIGHT, L. D., COLEMAN, J. M. (1974). *Mississippi River mouth processes: effluent dynamics and morphologic development.* J.Geol., **82**, 751–778.

WRIGHT, L. D. (1977). *Sediment transport and deposition at river mouths: a synthesis.* Geol. Soc. Am. Bull., **88**, 857–868.

WRIGHT, L.D., SHORT, A.D. (1984). *Morphodynamic variability of surf zones and beaches: a synthesis.* Mar.Geol., **56:** 93–118.

WRIGHT, V.P. (1984). *Peritidal carbonate facies models: a review.* Geological Journ.,**19:** 309–325.

WWW-WIKIPEDIA THE FREE ENCYCLOPEDIA 2005.

WYNN, R. B., KENYON, N. H., MASSON, D. G., STOW, D. A., WEAVER, P. P. (2002). *Characterization and recognition of deepwater channel-lobe transition zones.* A.A.P.G. Bulletin, **86**( 8), 1441–1463.

XU, J. X. (1998). *A study of physico-geographical factors for formation of hyperconcentrated flows in the Loess Plateau of China.* Geomorphology, **24**, 245–255.

YEMAN, K. (1993). *Contribution of Late Permian paleogeography in maintaining a temperature climate in Gondwana.* Nature, **361**, 51–54.

YURETICH, R. F. (1989). *Paleocene lakes of the central Rocky Mountains, western United States.* Paleogeog, Paleoclimatol., Paleoecol., **70**, 53–63.

ZHANG, K.-J., XIA, BANG-DONG, WANG, GUAN-MIN, LI, YONG-TIE, YE, HE-FEI (2004). *Early Cretaceous stratigraphy, depositional environments, sandstone provenance, and tectonic setting of central Tibet, western China*. GSA Bulletin, **116(9–10)**, 1202–1222.

ZIEGLER, M. A. (1989). *North German Zechstein facies patterns in relation to their substrate*. Geol. Rundschau., **78**, 105–127.

ZIMBELMAN, J. R., WILLIAMS, S. H. (2002). *Geochemical indicators of separate sources for eolian sands in the eastern Mojave Desert, California, and western Arizona*. Geol. Soc. Am. Bull., **114(4)**, 490–496.

ZONNEVELD, J.-P., CARRELLI, G., GABRIELLA, RIEDIGER, CYNTHIA (2004). *Sedimentology of the Upper Triassic Charlie Lake, Baldonnel and Pardonet formations from outcrop exposures in the southern Trutch region, northeastern British Columbia*. Bulletin of Canadian Petroleum Geology, **52(4)**, 343–375.

ZUFFA, G. G. (1985). *Optical analyses of arenites: influence of methodology on compositional results*. În *Provenance of Arenites* (ed. G. G. Zuffa). pp. 165–189. Dordrecht: NATO-ASI, Reidel Publ. Co.

ZUFFA, G. G., FONTANA, D., MORLOTTI, E. (2000). *Anatomy of Carbonate Turbidite Mega-Beds (M. Cassio Formation, Upper Cretaceous, Northern Apennine, Italy)*. Memorie descrittive della carta geologica d'Italia, **LXI**.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

# Planşe

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

## Sistemul deşertic

Hamada, Atlasul mijlociu, Maroc
(foto Berza, 2002).

Serir, Sahara, Libia
(foto Danielescu, 1999).

Câmp de dune, Sahara, Libia
(foto Danielescu, 1999).

Sector de interdune, Sahara, Libia
(foto Danielescu, 1999).

Great Sand, New Mexico, S.U.A.
(foto Anastasiu, 1994).

Pavaj de deflaţie cu *dreikanter*, Hurgada, Egipt
(foto Anastasiu, 1999).

BCU IAŞI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

# Sistemul glaciar

Iceberg, Oceanul Arctic
(foto Internet, 2002).

Moraine Lake, Banff Park, Mții Stâncoşi,
Canada (foto Anastasiu, 2007).

Atabaska Glacier Complex, Jasper Park,
Mții. Stâncoşi, Canada (foto Anastasiu, 2007).

Gheţarul Atabaska, Jasper Park,
Mții Stâncoşi, Canada (foto Anastasiu, 2007).

Frontul gheţarului Atabaska şi morenele sale
laterale (foto Anastasiu, 2007).

Crevase în Mer de Glace, Mții Alpi, Mt. Blanc,
Chamonix (foto Anastasiu, 1995).

BCU CLUJ CENTRAL UNIVERSITY

Sistem drept – Thomson Creek, Mții Stâncoși, Canada (foto Anastasiu, 2007).

Sistem împletit (*braided*), Blueberry River, Mții Stâncoși, Canada (foto Anastasiu, 2007).

Sistem împletit (*braided*), Porcupine River, Kananaskis, Canada (foto Anastasiu, 2007).

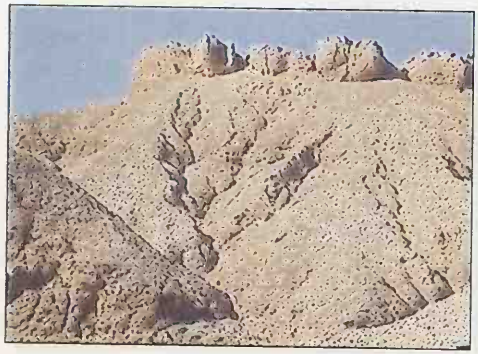
Sistem meandrat, Kananaskis, Canada (foto Vârban, 2004).

Râul Bisoca, Subcarpați, meandru și *point-bar* (foto Anastasiu, 2007).

Brewster Creek, Mții Stâncoși, Canada – aluviuni bazale (foto Anastasiu, 2007).

BCU CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

# Sistemul fluviatil – conuri aluviale



Bazin de recepție, sistem torențial, Valea Regilor, Egipt (foto Anastasiu, 1999).

Secțiune prin con aluvial, *debris flow*, Valea Regilor, Egipt (foto Anastasiu, 1999).

Culoare și conuri de avalanșe în Parcul Jasper, Canada (foto Anastasiu, 2007).

Aluviuni bazale și *debris flow* în bazinul BowValley, Canada (foto Anastasiu, 2007).

Aluviuni bazale ale conului lui Kootenay River, Banff Park, Canada (foto Anastasiu, 2007).

*Debris flow* în conul lui Porcupine Creek, Kananaskis, Canada (foto Anastasiu, 2007).

## Sistemul lacustru

Lacul glaciar Peyto, Alberta, Canada
(foto Anastasiu, 2007).

Lac glaciar în Mții Alpi
(foto Internet, 2005).

Lacul Roșu, de baraj natural. Carpații Orientali
(foto Anastasiu, 2005).

Lacul carstic de la Plitvitze, Croația
(foto Butencu, 2005).

Lacul Sf. Ana, Tușnad, Carpații Orientali
(foto Anastasiu, 2005).

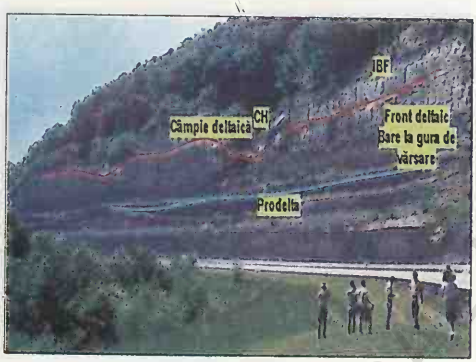
Secvența lacustră de la Caithness, Scoția
(foto Davis, 2000).

BCU CLUJ / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

## Sistemul deltaic

Fan deltă în Lacul Peyto, Banff, Mții Stâncoși, Canada (foto Anastasiu, 2007).

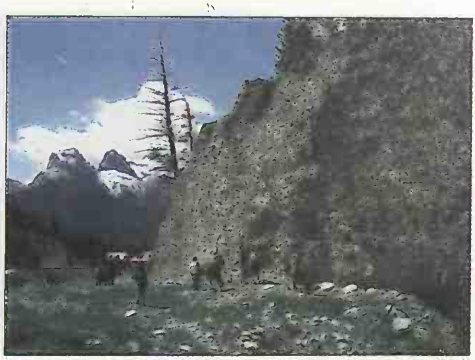
Sistem de canale în Delta Dunării (foto Anastasiu, 2005).




Secvență pentru front deltaic, Carbonifer, Ohio, S.U.A. (foto Cairncross, 2000).

Fan deltă, versant drept, Blueberry River, Alberta, Canada (foto Anastasiu, 2007).

Secvență deltaică tip Gilbert, Oligocen, Depresiunea Getică (foto Roban, 2006).



Deltă grosieră în versantul văii Cougar Creek, Canmore, Alberta (foto Anastasiu, 2007).

## Sistemul lacustru

Lacul glaciar Peyto, Alberta, Canada
(foto Anastasiu, 2007).

Lac glaciar în Mții Alpi
(foto Internet, 2005).

Lacul Roşu, de baraj natural. Carpații Orientali
(foto Anastasiu, 2005).

Lacul carstic de la Plitvitze, Croația
(foto Butencu, 2005).

Lacul Sf. Ana, Tuşnad, Carpații Orientali
(foto Anastasiu, 2005).

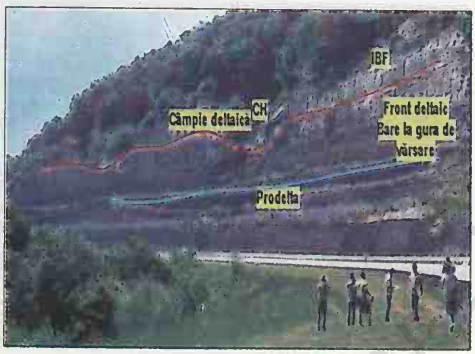
Secvența lacustră de la Caithness, Scoția
(foto Davis, 2000).

BCU CLUJ / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

# Sistemul deltaic

Fan deltă în Lacul Peyto, Banff, Mţii Stâncoşi, Canada (foto Anastasiu, 2007).

Sistem de canale în Delta Dunării (foto Anastasiu, 2005).




Secvenţă pentru front deltaic, Carbonifer, Ohio, S.U.A. (foto Cairncross, 2000).

Fan deltă, versant drept, Blueberry River, Alberta, Canada (foto Anastasiu, 2007).

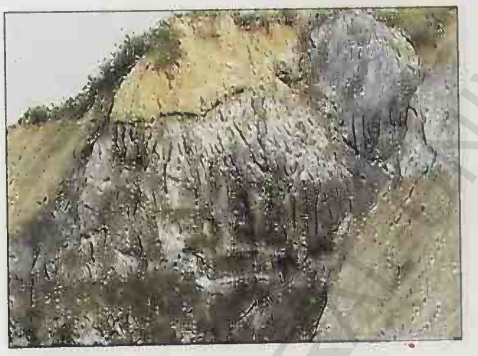
Secvenţă deltaică tip Gilbert, Oligocen, Depresiunea Getică (foto Roban, 2006).

Deltă grosieră în versantul văii Cougar Creek, Canmore, Alberta (foto Anastasiu, 2007).

## Sistemul evaporitic

Lagună la Oceanul Atlantic
(foto Internet, 2006).

Sistem sabkha de coastă, Golful Persic,
Abu Dhabi (foto Internet, 2005).



Masivul de sare de la Sărata–Salcia, jud.Buzău
(foto Anastasiu, 2002).

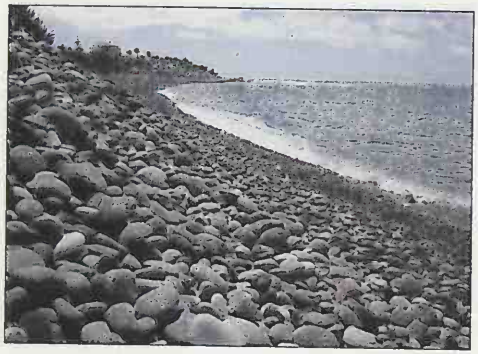
Gipsuri stratificate la Predeal Sărari, Subcarpații
de Curbură (foto Anastasiu, 2002).

Detalii în megagipsurile de la Predeal Sărari
(foto Anastasiu, 2002).

Gipsuri nodulare, Teișani, Bazinul Teleajen
(foto Anastasiu, 2002).

BCU CLUJ-NAPOCA BABEȘ-BOLYAI UNIVERSITY LIBRARY

## Sistemul litoral – țărmuri joase și înalte



Tenerife, țărm pietrișos, Oceanul Atlantic
(foto Anastasiu, 2006).

Plaja de la Neptun, Marea Neagră
(foto Anastasiu, 2006).

Stromatolite, Cipru, Marea Mediterană
(foto Anastasiu, 2006).

Bay of Fundy, Nova Scotia, la reflux maxim
(foto Anastasiu, 2007).

Țărm înalt cu plajă îngustă, Insula Corfu
(foto Anastasiu, 2005).

Țărm înalt și fan deltă actuală, Muntele Athos
(foto Roban, 2006).

BCU IAȘI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

## Sistemul şelfului siliciclastic, faciesuri şi asociaţii în depozite vechi

Depozite de şelf, argile în alternanţă cu gresii (Alberta, Canada) (foto Vârban, 2003).

*Hummocky cross stratification* (Cardium Formation, Canada). Grosimea medie a stratului este de 35 cm, lungimea de undă > 1 m, iar înclinarea maximă a laminelor este mai mică de 15° (foto Vârban, 2003).

Unitate arenitică cu laminaţii paralele şi ondulaţii asimetrice în top (Alberta, Canada) (foto Vârban, 2003).

Depozite de şelf siliciclastic, argile în alternanţă cu gresii (Depresiunea Getică, Oligocen, Valea Râul Doamnei) (foto Roban, 2003).

Gresii cu topul ondulat asimetric în alternanţă cu argile bituminoase (Depresiunea Getică, Oligocen, Chattian) (foto Roban, 2003).

*Lenticular bedding* (Depresiunea Getică, Oligocen, Chattian, Valea Râul Doamnei) (foto Roban, 2003).

## Sistemul şelfului carbonatic

Formaţiunea de Hârşova, Jurasic superior, calcare recifale (foto Anastasiu, 2005).

Formaţiunea de Hârşova, Jurasic superior, armătură recifală (foto Anastasiu, 2005).

Formaţiunea de Agighiol, Triasic mediu, calcare cu amoniţi (foto Anastasiu, 2005).

Formaţiunea de Isaccea, Triasic mediu, calcare cu bioturbaţii (foto Anastasiu, 2005).

Creta de la Murfatlar (Basarabi), Cretacic superior (foto Anastasiu, 2005).

Calcarele de la Ciucurova, Bazinul Babadag, Cretacic superior (foto Anastasiu, 2005).

## Sistemul apelor adânci

### Complexe turbiditice şi bazinale

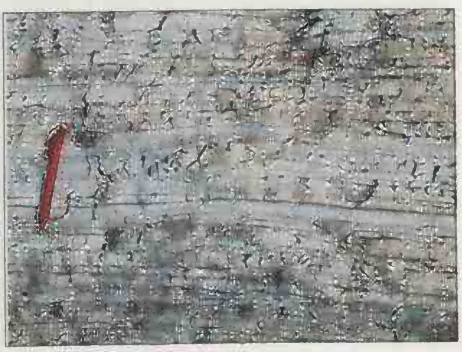
Formaţiunea Gresiei de Tarcău, faciesuri de canal, Siriu, Valea Buzăului (foto Anastasiu, 2002).

Formaţiunea Gresiei de Tarcău, faciesuri de lobi, Siriu, Valea Buzăului (foto Anastasiu, 2002).

Formaţiunea Gresiei de Tarcău, faciesuri bazinale, Siriu, Valea Buzăului (foto Anastasiu, 2002).

Formaţiunea Gresiei de Kliwa, faciesuri de canal, Colţi, Valea Buzăului (foto Anastasiu, 2002).

Faciesuri de canal, debrite Cretacic superior, Valea Buzăului (foto Anastasiu, 2002).



Faciesul bazinal al marnelor albe bituminoase, Valea Tazlăului Sărat (foto Anastasiu, 2002).

BCU CENTRAL UNIVERSITARY

## Sistemul abisal, faciesuri pelagice

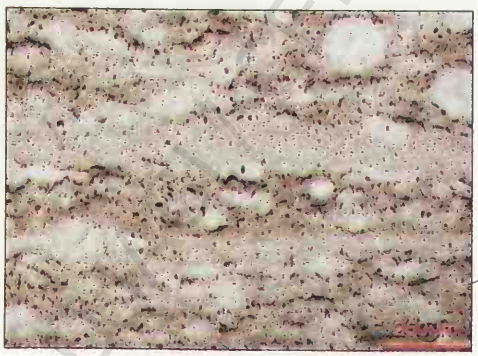
**Stratele de Tisaru, Suita cenuşie (fotografii de Vârban, 2003)**

Suita cenuşie; afloriment în Valea Tişiţa.
Faciesuri pelagice şi hemipelagice.

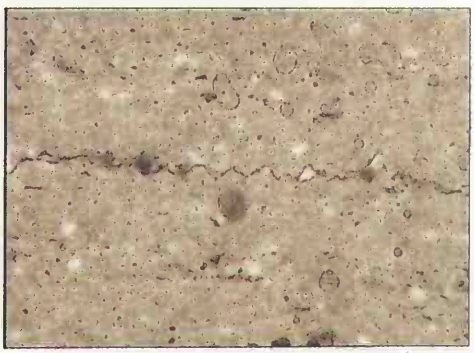
Suita cenuşie;
detaliu de afloriment în Valea Tişiţa.

Suita roşie;
afloriment în Valea Tişiţa.

Suita roşie; detaliu într-un afloriment
din Valea Tişiţa; facies bazinal.



Radiolarit negru laminat paralel, imagine
în secţiune subţire; probă din Valea Tişiţa.



Stilolitizare într-un radiolarit din Valea Tişiţa
(diametru 50 μm).

## Sistemul apelor adânci

### Complexe turbiditice şi bazinale

Formaţiunea Gresiei de Tarcău, faciesuri de canal, Siriu, Valea Buzăului (foto Anastasiu, 2002).

Formaţiunea Gresiei de Tarcău, faciesuri de lobi, Siriu, Valea Buzăului (foto Anastasiu, 2002).

Formaţiunea Gresiei de Tarcău, faciesuri bazinale, Siriu, Valea Buzăului (foto Anastasiu, 2002).

Formaţiunea Gresiei de Kliwa, faciesuri de canal, Colţi, Valea Buzăului (foto Anastasiu, 2002).

Faciesuri de canal, debrite Cretacic superior, Valea Buzăului (foto Anastasiu, 2002).

Faciesul bazinal al marnelor albe bituminoase, Valea Tazlăului Sărat (foto Anastasiu, 2002).

BCU CENTRALA UNIVERSITARA

## Sistemul abisal, faciesuri pelagice

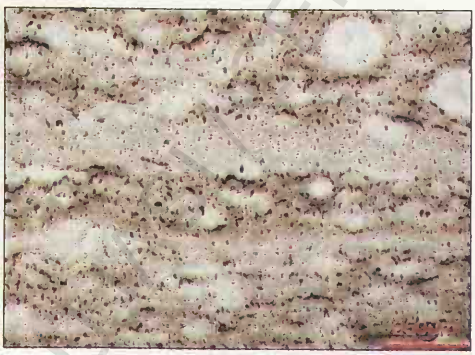
**Stratele de Tisaru, Suita cenuşie (fotografii de Vârban, 2003)**

Suita cenuşie; afloriment în Valea Tişiţa.
Faciesuri pelagice şi hemipelagice.

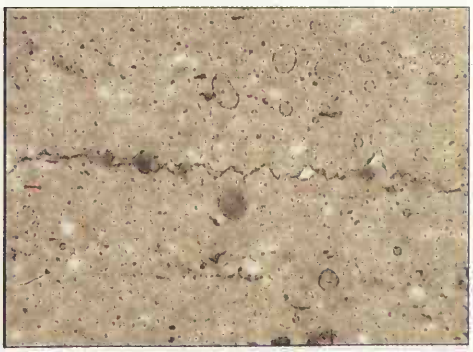
Suita cenuşie;
detaliu de afloriment în Valea Tişiţa.

Suita roşie;
afloriment în Valea Tişiţa.

Suita roşie; detaliu într-un afloriment
din Valea Tişiţa; facies bazinal.



Radiolarit negru laminat paralel, imagine
în secţiune subţire; probă din Valea Tişiţa.



Stilolitizare într-un radiolarit din Valea Tişiţa
(diametru 50 μm).

## Procese şi faciesuri depoziţionale în structuri sedimentare mecanice

Stratificaţie orizontală, secvenţă THKU, Fm. de Tarcău, Eocen, Siriu (foto Anastasiu, 2002).

Structură neorganizată, paraconglomerat – debris necoeziv. Fm. de Cheia, Oligocen, Depresiunea Getică (foto Roban, 2006).

Structuri imbricate, aluviuni bazale, Blueberry River, Banff, Canada (foto Anastasiu, 2007).

Stratificaţie oblic tabulară, Fm. triasică, Bay of Fundy, Nova Scotia (foto Anastasiu, 2007).

Gresie cu structuri masive şi laminaţii paralele– curgere densă concentrată, Fm. de Corbi, Oligocen (foto Roban, 2006).

Ondulaţii de valuri, suprafaţa gresiei de Kananaskis, Alberta (foto Vârban, 2007).

## Procese şi faciesuri depoziţionale în structuri sedimentare biotice

Bioacumulare: conglomerate cu biomorfe de bivalve, Eocen, Depresiunea Getică (foto Roban, 2007).

Bioconstrucţie: structură coraligenă, Jurasic. Masivul Buila Vânturariţa, Pânza Getică (foto Roban, 2007).

Bioacreţie: stromatolite domale (foto Kurt Konhauser, 2007).

Biosecreţie minerală. Bivalve cu structură mixtă calcitică (roz) şi aragonitică (albastru): K2, Pen. Arabiei (foto Roban, 2007).

Bioturbaţii: *Thalassinoides sp.*, Eocen, Gresia de Tarcău (foto Roban, 1999).

Bioturbaţii: *Taphrehelmintopsis sp.*, Eocen, Gresia de Tarcău (foto Roban, 1999).

BCU CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

## Procese şi faciesuri depoziționale în structuri sedimentare chimice

Depuneri de travertin la Fairmont Hot Springs, BC, Canada (foto Anastasiu, 2007).

Structuri ooidice concentrice, învelișuri carbonatice (foto Internet).

Depuneri succesive de gips; secvență evaporitică la Predeal Sărari (foto Anastasiu, 2002).

Secțiune transversală printr-o placă lustruită de travertin, Borsec (foto Anastasiu, 2005).

Cruste de halit la suprafața unui lac sărat, Slănic (foto Anastasiu, 2002).

Cristale de dolomit zonat în matrice micritică (secțiune subțire) (foto Anastasiu, 2003).

## Efecte ale hazardelor naturale în mediul înconjurător

Curgere aluvială (*debris flow*), Washout Creek, Canada (foto Gilles, 2007).

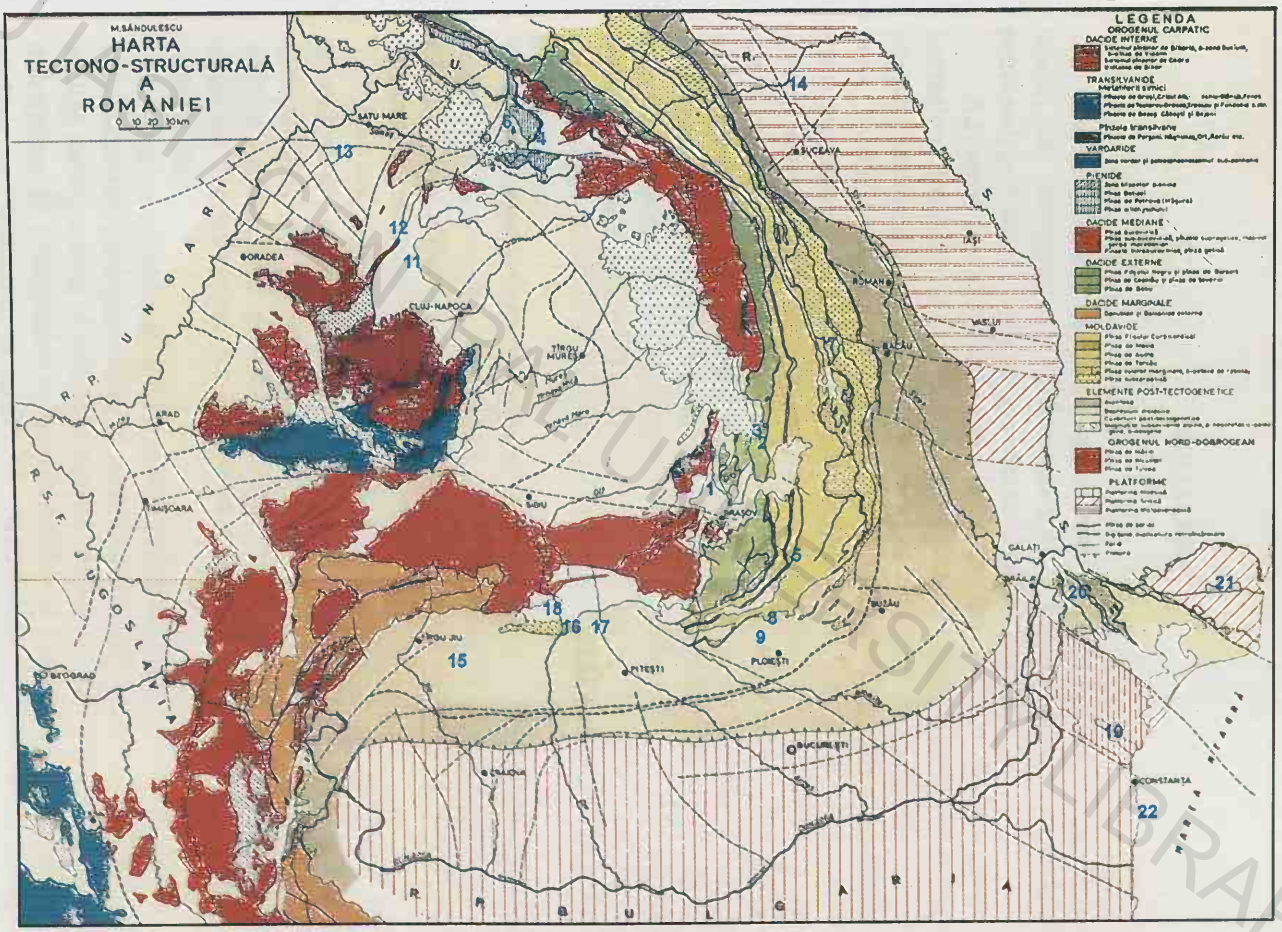
Căderi de blocuri pe drumul din Hangu, Carpații Orientali (foto Anastasiu, 2005).

Pârâul Cornu și podul prăbușit după inundațiile din 2005 (foto Anastasiu, 2005).

Nivel de viitură și punte distrusă, pe pârâul Ceahlău, Carpații Orientali (foto Anastasiu, 2005).

Mal și șosea distruse de viitura pârâului Berca, Carpații Orientali (foto Anastasiu, 2005).

Căderi de blocuri și pădure afectată în Munții Stâncoși, Canada (foto Anastasiu, 2007).




1–22. Localizarea studiilor de caz.

BCU IAȘI
BIBLIOTECA UNIVERSITARĂ
LIBRARY

## SUMMARY

The sedimentary successions of the outer part of the Earth's crust – the study object of stratigraphers, sedimentologists, paleontologists, petrographers, petroleum geologists – are keys in understanding geological past…

Advanced analytical techniques identified the first life forms in geological formations deposited ca. 3.6 Ga ago; since then, a wide spectrum of exogenetic - physical, chemical and biogenic processes has controlled the deposition of various units ("strata"), in different environments. These lithologic bodies of sediments and rocks may actually display different architectures (*e.g., sheets, bars, fans, channels, levees*); at a large(r) scale, their vertical and lateral stacking will reflect the basinal space available for deposition, within a time span. On the other hand, the sedimentary bodies (or architectures) may host important resources, *e.g.,* fossil fuels, heavy minerals placers, various mineralizations, etc.; this is, perhaps, one important reason for an increased interest in understanding their geological features. Nevertheless, geologists look beyond, trying to further reconstruct the original environment(s) of deposition – in other words, to emplace them back in time and space…

More recently, reconstruction of "source-areas", *i.e.*, provenance areas for the detritus supplied to the transporting agents (*sandstone provenance, sensu* Zuffa, 1985), and reconstruction of paleoclimatic settings of the sources vs. basinal areas became new challenges for sedimentologists.

Nowadays, all the sedimentological information related to geological features of sediments and sedimentary rocks (*e.g.,* textural; sedimentary structures; petrographic types; paleontological – floral and faunal – assemblages; stratigraphic units vs. age, etc.) has become an essential and compulsory "dataset" in any spatio-temporal reconstruction of depositional models, and further stratigraphic correlations.

Because *sedimentary facies*, in its modern meaning (*i.e.,* homogeneous unit, with distinctive geological features, as a result of deposition in a particular basinal setting, during a time of identical genetic conditions) became the "basic" unit in descriptions of stratigraphic sections identified in cores or outcrops, the rigorous analysis – "stratum-by-stratum", or "unit-by-unit" – of these sections (or sequences) appears to be essential for any 3-D reconstruction of depositional settings *(facies models)* and, implicitly, of related sedimentary architectures.

BCU IAȘI - CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

The "sedimentological frame" accepted these days for to emplace, describe and interpret controlling factors vs. facies, facies associations (sequences *s.l.*), and sedimentary bodies with specific architectures is a *depositional system* – a modern category, completing previous terms like "sedimentary environment" or "depositional area".

In this volume we aim to define and develop this concept, extrapolating it to the Carpathian and Dobrogean formations.

A thorough look – from the sedimentological perspective – on modern environments will obviously miss an important factor: *time*. Needless to say, time is quantified in many ways, and in bounding surfaces, unconformities, or any particular limit separating individual depositional units within stratigraphic sections. The depositional history of a particular setting is, in fact, a sequence of "depositional" (*i.e.,* sedimentation) processes (revealed in sedimentary structures and stratonomic features), separated by "non-depositional" (or hiatal) moments, with their physical, chemical or biotic effects. Moreover, any sedimentary succession may also reveal "postdepositional" effects.

Beyond the proper and accurate definition of depositional units and related bounding surfaces, this synthesis aims to consider the role of global factors, of allo- vs. autocyclic causes that controlled sedimentation and facies distribution in a particular depositional system.

Between 1980–2000, *sequence stratigraphy* – as a new concept – was refined, and increasingly applied in most approaches for identification of sedimentary architectures, particularly of reservoir bodies, at different scales. That is why sequence stratigraphy and (reconstruction of) depositional systems would normally complete each other. It is also the reason for which we integrated in this volume the basic principles and terminology used in sequence stratigraphy.

* * *

On the Earth's crust two major settings can be separated, considering the controlling exogenetic factors vs. basinal areas and specific sediments, *i.e.,*: *continental* (terrestrial, occupying ca.1/3 of the Earth's surface), and *marine-oceanic*. The separating area between the two – roughly corresponding to the shoreline position, at a specific time – coincides with the relatively-narrow *transitional* (*i.e.,* coastal) domains, where sediments are "hybrid", and so tend to inherit "mixed" (terrestrial-marine) features.

The continental domain is superimosed on several depositional settings: subaerial-*eolian,* subnival-*glacial,* and subaequeous – *fluvial, lacustrine* and *paludal.*

The transitional (coastal) domains may reveal *deltas, lagoons, estuaries, shoreface* areas.

BCU IASI - CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

The marine and oceanic domain can be divided morphologically in: *neritic* zone (*i.e.* the sedimentation area suprimposed on the shelf); *bathyal* zone (on the continental slope); *abyssal* zone (base of slope, *i.e.,* submarine fans areas; and abyssal plains, including mid-ocean ridges areas); and *hadal* zone (trenches). Each zone is characterized by specific depths.

Following these criteria, and also considering various points of view in the literature (Davis, 1985, Blatt H., Berry W., Brande S., 1991; Walker, 1992; Cătuneanu Octavian, 2003; Einsele G., 2000; Reading H.G., 1996), we largely detailed the *eolian, glacial, fluvial, lacustrine, deltaic, shoreface, neritic, bathyal, and abyssal* depositional systems. Very difficult to emplace within this framework, because of its peculiarity, were some *evaporitic* systems (integrated here amongst other transitional settings).

The presentation of each depositional system type follows a rigorous algorhythm, taking into account: controlling factors; depositional processes; depositional facies (including diagnostic); specific sequences and related 3-D architectures; facies models; modern vs. old (ancient) deposits (examples); resources (mineral, energetic); associated environmental problems (*i.e.,* hazards). We also considered useful to attach a section of specific criteria in facies recognition in each case.

* * *

In this spirit, we tried to exemplify the above by considering some case studies refering to facies models reconstructions on Carpathian and Dobrogean formations. Our selection was based on some of the most representative and well-documented cases published in the Romanian and international literature. We stayed with the author's points of view (consequently keeping the original terminology and interpretations), trying to offer an image of the degree of sedimentological (facies-and sequence-related) knowledge, on certain stratigraphic units/formations.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

# SEDIMENTOLOGICAL CRITERIA

For the reconstruction of depositional systems and facies models

## EOLIAN (DESERT) SYSTEMS

### Diagnostic criteria

Many types of eolian (desert) systems can be recognized, primarily depending on the balance between strictly eolian processes (*i.e.,* wind-driven, generating sand dunes, drapes, etc.), torential processes (*i.e.,* mediated by ephemeral water flows/ currents, depositing alluvial fans, channelized deposits- *wadis,* sheets, etc.), and chemical processes, stimulated by evaporation (in areas like saline lakes/ ponds- *playas-* and adjacent saline flats- *salinas/ sabkhas).* However, care should be given in any attempt of assessing an "eolian (desertic)" origin for any particular sediments.

### Eolian facies – sand dunes and drapes

- The sand forming *ergs* (*i.e.,* areas occupied by dunes) originates in many sources. Proximal, non-vegetated areas of high elevation and *hamadas* under intense weathering are the main source areas of sand/ silt grains, transported by winds – as uniform or graded suspensions – towards areas of low elevation. Secondary source areas can become important as well, *e.g.,* the sediments of alluvial fans and temporary channels, re-entrained in eolian suspensions following dessiccation.
- A sandy, very well-sorted grain-size is diagnostic; the dominant classes show Md ranging between 125 – 300 microns, while fine fraction is subordinated (less than 5%).
- Ro and Sf indexes are both high (in other words, clasts appear rounded and spherical); however, few exceptions are notable (*i.e.,* deflation pavements, where clasts can display some angular margins). Grains show diagnostic exoscopic (morphoscopic) features (*e.g.,* impact "craters", opaque surfaces, etc.).
- The most common structures are represented by large-scale, cross-bedded strata (of 20–30° angle). The eolian dunes/ripples are highly-asymetric, with gently-inclined stoss side, abrupt lee side.
- The petrographic types asociated with eolian dunes are siliciclastic – quartzose and mixed (quartz-felspar) sands; commonly, grains display oxidic coatings (*i.e.,* hematite), which give a persistent red colour.

BCU ASC CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

▪ Dune architectures are variable; these sand bodies extend on considerable surface (10 s × 1 000 $km^2$), while a set deposited during one single event can attain m- 10s of m in thickness. When eolian events are followed by torential flows typical coarsening-upward (C.U.S.) sequences develop, the transition being recognized by a change in diagnostic structures. The bounding surfaces are usually sharp; they can be marked by flat surfaces (the case of planar bodies) and, sometimes, ripples (dunes).

**Torential facies – alluvial fans and wadis**

▪ The source areas of these sediments are proximal, *i.e.* previous deposits exposed in the hidrographic basin; the more elevated the area, the more active the source.

▪ The typical granofacies is superimposed on gravelly classes, but sometimes sandy fraction prevails. Fines can appear as thin drapes at the fan surfaces; commonly, these drapes may be removed by subsequent deflation. The sorting degree of these deposits is typically poor/ very poor.

▪ Ro index is low, while Sf is highly-variable.

▪ The structures are mainy not organized; massive facies characterize plastic debris flows, while slightly-organized arrangements (*e.g.,* weak imbrications, planar fabrics, etc.) suggest more fluidal flows/ rheologies.

▪ The associated petrotypes are siliciclastic; polymictic gravels (described as fanglomerates), sometimes weakly-cemented, are characteristic. Mud clasts can be present, and chemically-unstable minerals (amphiboles, pyroxenes, felspars, etc.) may preserve. Most commonly, the cements are represented by gypsum, anhydrite, and calcite.

▪ The alluvial fan architecture is diagnostic; the individual units – lobate, lenticular in section, with various extent – appear attached or detached, overlying deflation pavements or dunes. The lobes top is draped by mud (settled from suspension as flow ceases), showing dessiccation cracks; sometimes (current) ripples are interbedded, making separation of eolian facies more difficult. The sequences commonly show fining-upward (F.U.S.) trends.

**Evaporite facies – playas and salinas/ sabkhas**

▪ The sedimentary facies deposited in saline lakes (*playas)* and adjacent saline flats *(sabkas/ salinas)* are controlled by chemical processes, acting in arid/ semiarid environments under intense evaporation.

▪ The interbedded clastic sediments are usually fines (muds), associated with dessiccation cracks (filled-up with suprajacent sands), raindrop imprints and evaporitic crusts;

▪ The chemical sediments are associations of evaporite minerals: gypsum, anhydrite, halite, deliquescent salts (in extreme arid conditions minerals like Na-/

BCU IAȘI / CENTRALA UNIVERSITY LIBRARY

K–nitrates, Na–carbonates – trona – or B-minerals can precipitate). Rarely, spores or algae can be preserved.

▪ As a general rule, eolian facies can be found associated with continental (fluvial, lacustrine) or transitional (litoral) ones, both laterally or vertically. An ideal sequence grades from *playa* sediments (at the base base) to eolian (dune-interdune, middle part) and torential (alluvial fan, top).

## GLACIAL SYSTEMS

### Diagnostic criteria

▪ Formation, advance and retreat of glaciers on continental surfaces are controlled by low temperatures and climatic changes. The depositional facies are exclusively clastic, and will display the imprints of glacial processes; however, subsequent fluvial, eolian or marine reworking can affect glacial sediments. That's why the glacial products – tills/ morenes –display many times a "hybrid" character, and separation of "glacial" vs. "non-glacial" features becomes a difficult exercise (esp. in ancient sequences).

▪ The clastic material originates in the rocks from the substrate onto which the glacier advances, or from the walls of the glacial valleys, being detached and entrained into the ice mass by erosion.

▪ The transport is mediated by the ice mass – as a solid agent – or by the water resulted from ice melting: below, at the surface (top) or in front of the glaciers. Resedimentations – by water flows or even gravity flows – are very common and, consequently, the specific "glacial" imprints may obliterate or even dissapear.

▪ The granofacies types cover a large spectrum, from fine (silt/ mud) to coarse/ very coarse. The coarsely- grained tills usually show a very-poorly sorted arrangement of large clasts in a finer matrix. The clasts – sometimes very large, *e.g.,* blocks/ boulders – are angular (if not resedimented); if carried by icebergs *(i.e.,* floating masses of ice) they can be "dropped" far away from their origin and deform the substrate of deposition (dropstones) – in this case appearing as "exotic" relative to the incorporating sediment (*i.e.,* erratic blocks). The clasts also show diagnostic exoscopic features, like lineations (*i.e.,* mechanical striations generated during glacial transport).

▪ Petrographically, the clasts composition in a till reflects the substrate (if not erratic), and usually preserves rocks types of different chemical stability (including chemically-unstable phases).

▪ The structures are typically not organized (massive); however, weak (diffuse) bedding develop as a result of subaequeous transport/ deposition. In

BCU CLUJ / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

glaciolacustrine settings parallel and rhythmic laminations define *varves*. Amongst intraglacial products a very specific facies can develop – *morenic pellets* (*i.e.*, mud balls, agglutinated between ice crystals).

▪ Petrografically, glacial deposits usually correspond to parabreccias/ paraconglomerates (*i.e.*, matrix-supported types), unstratified sandstones, and mudstones; loess deposits-dry, unconsolidated products, deposited in pro-glacial areas – are regarded as sediments of glacial origin, but transported/ deposited by wind.

▪ Rhythmic features/ stratifications can be identified inside glacier bodies as well; they are very good indicators of paleoclimatic changes, of different magnitudes.

## FLUVIAL SYSTEMS

### Diagnostic criteria

▪ Hidrographic basins are natural, continental systems where erosion and sedimentation processes are mediated by rivers. River courses transit various geomorphologies and deposit a wide range of facies.

▪ The quality of fluvial facies is controlled by sedimentary processes involved, dominantly clastic. Across a longitudinal profile of a river there are differences between upper course sediments (gravelly), middle course (sandy), and lower course ones (silty/muddy). The transversal profile reveals *channel* vs. *overbank* (alluvial plain/floodplain) facies. In a marginal position, peculiar architectures (*i.e.*, alluvial fans) may develop.

▪ Several types of river systems can be differentiated taking into account the quality of sediment load (bedload vs. suspended load) and sinuosity, *e.g.*, braided, *meandering*, *anastomosing* and *straight rivers*; each type can be recognized in diagnostic facies, associations (sequences) and 3-D architectures.

▪ Potential sources of sediments are the substrate rocks and adjacent, elevated areas, under weathering; the more complex (compositionally) and larger the source areas, the more varied the clast types/ spectrum. The study of clast types can reveal the petrographic nature of the rocks exposed in paleosources.

▪ Fluvial granofacies is clastic, and shows diversity and lateral/ vertical zoning. The gravelly facies are frequent in upper courses and at channel base, while the finer ones (sandy/silty/muddy) are developed in middle/ lower courses and compose bars, levees, alluvial plain sheets, etc.

▪ There is a wide range of physico-mechanical structures, related to the specific dynamics of sediments in the river, by individual (*i.e.*, grain-by-grain) or *en-masse* transport. In fluvial facies the most common structures are: imbrications,

BCU LIBRARY

graded-beddings, cross-beddings (planar/trough sets/cosets), parallel stratifications/ laminations, current ripples, etc. Alluvial fan facies types may display peculiar structures, *e.g.* massive, inverse gradings, diffuse stratifications, undulatory beddings, antidunes, etc.

- The fluvial petrotypes are, almost exclusively, siliciclastic (conglomerates, sandstones, mudstones); in overbank (floodplain) settings organic facies (peat/coal) can develop, related to swamps. In particular climatic conditions (*i.e.,* hot-arid/ semiarid) thin units of evaporites may precipitate in floodplains (ephemeral ponds) or alluvial fan settings.
- Frequent alternations between different petrotypes, and their association in sequences results in a remarkable rhythmicity, at different scales, of alluvial plain sediments; this is usually an effect of climatic control that can be demonstrated by isotopic analyses ($^{13}C/^{12}C$, $^{18}O/^{16}O$).
- The 3-D architecture of fluvial bodies is a function of sedimentary processes vs. accomodation space. The diagnostic fluvial architectures (*sensu* Miall 1985, 1988, 1996) are CH (channels), GB (gravelly bars), SB (sandy bars/bedforms), DA (downstream-accretion macroforms), LA (lateral- accretion macroforms), HO (scour hollows), OF (overbank fines), SG (sediment gravity flows), and LS (laminated sand sheets). Their separation must be made on the following criteria: lithology (*i.e.,* facies associations); external geometry; internal geometry and relationships; bounding surfaces (base/ top and internal- type and rank), and paleocurrent data. The fluvial architectures are limited in lateral extent, with sharp transitions between individual units/ bodies.
- The diagnostic criteria for *channel facies* are:
  – the channel base is erosional;
  – the base supports a channel lag, typically with mud clasts/ intraclasts (eroded from adjacent floodplains) and, sometimes, with plant debris, skeletal pieces (bones, teeth, etc.);
  – each channel show normal grading, while channel units (esp.cross-bedded sets) are progressively-thinner;
  – the channel section is narrow; however, individual channels can appear vertically-stacked (*i.e.,* multistorey channels) or laterally-stacked (*i.e.,*channel sheets);
  – the abandoned channels are filled-up with fines (mud).
- The diagnostic criteria for *overbank facies* are:
  –fines (mud) are dominant; the individual units/facies are thin, and laminated;
  – the coarser fractions (*i.e.,* silt/fine sand) are graded;
  – the sediments may show various colours (from black to intense red); sometimes, top surfaces may preserve dessiccation cracks, raindrop imprints, vertebrate footprints, etc.

BCUJAS CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

▪ The *braided systems* are particularized by: bedload, dominantly- tractive transport; high competence, very energetic courses; highly-turbulent; low sinuosity; low stability; coarse-grained channels, of high wide/ depth ratio (*i.e.*, wider and shallower channels). The *meandering systems* have different features: mixed load, transport dominantly in suspension; moderate energy; high sinuosity (>1.5); moderate stability; mixed or dominantly-fine channels, of moderate wide/ depth ratio. The *anastomosing systems* are dominantly muddy (suspended load), of low energy, low gradient, high stability and low wide/ depth ratio.

▪ *Alluvial fans* are elongated, fan- shaped bodies, deposited at the base of the slopes from ephemeral, highly-competent flows, of different rheologies. The diagnostic processes acting in alluvial fan settings are gravity flows/slides, streamfloods/streams, sheetflods and sieves, and they result in various facies characteristics.

▪ Amongst fluvial architectures, channel bodies and bars can host placers; highly-porous/permeable bodies can become excellent reservoirs (for hydrocarbons or water), esp. when vertically-stacked in considerable thickness; in floodplain settings important coal reserves can form; alluvial fan bodies can be associated with U mineralizations, Au placers, etc.

## LACUSTRINE SYSTEMS

### Diagnostic criteria

▪ Lacustrine settings are smaller- size sedimentary basins (10 s × 1 000 km$^2$ in surface; 10s–100s of m – rarely more than 1 000 m – in depth), accomodating a water body that may become stratified as a function of its geographical position and, implicitly, thermal and chemical changes. The geomorphological position of a lake, its elevation and latitude, control the spectrum of depositional processes.

▪ Many types of sources can supply a lake with sediments. The detritus derived from adjacent, elevated areas is transported to the basin by water currents, wind, glaciers or gravitationally (by gravity flows/slides). The waves and currents acting inside the lake will redistribute the sediment; the deposition takes place by progradation (in proximal/marginal) areas or aggradation (*i.e.*, suspension settling, in distal/ central areas). Specifically, the salinity of the lake water controls the saturation of different components and, further, initiation of various authigenic processes. Biotic processes are complex as well, acting differently, at many depth levels, inside the lake.

▪ Remarkably, the clastic sediments in a lake display a zoned distribution. The coarse (gravelly) facies are usually marginal, the fine (muddy) ones being deposited distally (in central, deeper areas). However, gravity flow processes (*e.g.*,

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

turbidity currents) can lead to redistribution of coarser sediments to the (more) central parts.

▪ The spectrum of sedimentary structures is wide. The clastic facies can display organized features: imbrications, parallel-/rhythmic-/graded-/ cross-stratifications (at different scales), hummocky cross-stratifications. Amongst peculiar chemical facies the ooidic, pelloidic/pelletal, evaporitic (nodular or stratified) types can be mentioned. The biotic activity can result in bioaccumulation (skeletal parts, mechanically deposited), bioaccretion (algal/cyanobacterial structures), etc.

▪ Lacustrine petrofacies fall into several cathegories: siliciclastic (conglomerates, sandstones, mudstones), carbonate (chalks, alochemic limestones, micrites), siliceous (diatomites), ironstones (minettes), and evaporite (sulphates: gypsum, anhydrites; salts: halite, sylvite). The organic facies are represented by peat/ coal and bituminous shales.

▪ Frequent alternations between different petrotypes results in a notable rhythmicity, at different scales, of lacustrine sequences; most commonly, this is an effect of climatic regime on lake sedimentation, which can be demonstrated by isotopic analyses ($^{13}C/^{12}C$, $^{18}O/^{16}O$).

▪ The 3-D architecture of lacustrine bodies is dependent on basin geomorphology, substrate topography, and depositional processes. Alluvial fans, (micro)deltas (fan-deltas, Gilbert deltas, etc.), bars, sheets, submarine fans (with associated lobes and channels) may be delineated. Generally, lateral facies variations are common, and facies transitions are sharp. Lacustrine sequences will reflect changes in sedimentary conditions. Large- scale C.U.S. sequences are usually associated with progradation of coarser architetures (*e.g.,* fan-delta lobe progradation), while large-scale F.U.S. trends can suggest deepening of the lake, an evolution from clastic to chemical-organic sedimentation, etc.

▪ Reconstruction of lacustrine models is a difficult task, due to general lack of diagnostic facies; as a result, any model of lacustrine sedimentation should integrate several criteria. Lacustrine biofacies, as well as depositional-authigenic facies, can become useful tools in this regard.

## DELTAIC SYSTEMS

### Diagnostic criteria–fan delta systems

▪ Fan deltas are coarse-grained (gravelly and sandy) depositional systems, situated in coastal areas of high elevation.

▪ These systems may be supplied by alluvial fans, braided rivers or braided plains; the receiving basin is a standing body of water (*e.g.*, a lake, or a sea).

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

- Tectonic setting, sea level changes, depth of receiving basins, basinal regime, climate setting and sedimentation rate strongly control the distribution of facies and 3-D architectures.
- The lateral extent, normally 10s of km, is small relative to river (*i.e.*, common) deltas.
- Sediment influx commonly exceeds the reworking ability of the receiving basin (through waves, tides and currents); consequently, pure coastal facies are rare constituents of fan delta sequences.
- The depth of the receiving basin can separate shallow-water fan deltas and deep-water fan deltas. The latter are dominated by gravitational processes, and do not expose a broad area.
- A special case is represented by Gilbert deltas, structured as topsets, foresets, and bottomsets associations. The general structure of these deltas can be regarded as a balance between the sediment influx/ sedimentary rate, and accomodation space available for sedimentation.
- The main 3-D architectures across the subaerially-exposed areas are channels and levees, mainly deposited by tractive processes; the submerged sectors of fan deltas are associations of (submarine) channels, sheets, lobes, bars, etc., mainly generated by gravitational processes (slumps, slides, debris flows, grain flows, turbiditic flows).
- Fan delta architectures can be good reservoirs.

*River (common) Deltas*

- Deltas are supplied with sediments coming from two main sources, *i.e.* the sources situated in hidrographic basin of the river, and the coastal (intrabasinal) areas. The petrographic study of clast types and associations (particularly lithoclasts and heavy minerals assemblages) can reveal the petrographic nature of the supplying sources.
- The deltaic facies are mainly clastic. The granofacies types are various, and zoned (in lateral extent and in sequence). The gravelly facies are not common, being restricted to proximal areas, while the finer ones (sandy, silty/ muddy) are frequent and (more) distally positioned.
- The associated petrographic types are mainly siliciclastic (conglomerates, sandstones, mudstones). In delta plain settings organic (*i.e.*, peat/coals) or evaporitic petrotypes can develop as well.
- The 3-D architecture of deltaic bodies is depending of the sedimentary processes vs.accomodation space, in different deltaic areas. In delta plains the bodies will be controlled by the distributary channels and interdistributary areas; delta-front will typically host lobes/bars, submarine channles and associated levees; in prodelta settings extensive, fine-grained sheets, grading toward shelf sediments, will develop.

BCU "ION IONESCU DE LA BRAD" UNIVERSITY LIBRARY

- Lateral facies transitions are sharp or gradual, and lateral facies extension is variable.
- Deltaic facies associations (sequences) display distinct features relative to: position across deltaic setting; and deltaic vs. basinal regime (*i.e.,* how delta develops: fluvial-dominated, wave-dominated, and tide-dominated delta).

## COASTAL SYSTEMS (SHORELINE)

### Diagnostic criteria

- Coastal systems span on the transitional area between the continental and marine settings; they develop along the shore, and pass distally to shelf (offshore) systems.
- The facies quality is controlled by the coast type, according to different criteria, *e.g.,*: elevation (high vs. low coasts); morphology (reflective vs. dissipative coasts); tidal control and magnitude (macro-/meso-/microtidal- coasts, or non-tidal coasts); basinal regime (wave- vs. tide-controlled coasts); climatic regime/setting (arid coasts, humid coasts); etc.
- The source of coastal sediments is various; part of them can originate in continental areas drained by rivers, part can be intrabasinal (accumulated in shoreface areas and redistributed by bottom currents).
- There is a wide spectrum of sedimentary processes acting in coastal settings; all types of processes (*i.e.,* mechanical, chemical and biotic) are represented.
- The granofacies is wide, from gravelly to sandy and silty/muddy; the coarser sediments are generally well-sorted; the most frequent mechanical structures are: low-angle, planar cross-beddings (beach zone), trough cross-beddings (surf); symmetrical-/slightly asymetrical ripples; tidal structures (flaser-/wavy-/lenticular); storm-related (hummocky-and-swaly); etc.
- Coastal sabkhas develops along arid shorelines; here, authigenetic processes can generate evaporite minerals (gypsum, anhydrite, halite, etc.) associated with carbonate sediments (aragonitic and dolomitic crusts, vadose pisoids, calcretes, etc.).
- Biotic products are represented by stromatolites (LLH structures), oncolites and tidalites (*i.e.,* rhythmic alternations of biotic and clastic material).
- Facies associations have diagnostic 3-D architectures: shoreline sand deposits (barrier islands, beaches, strandplains, coastal dunes, washover fans, spits, lagoonal sheets, microdeltas, etc.), tidal flats, tempestites/storm deposits.
- Coastal sequences can be associated with placers (concentrations of Zr, Ti, Fe, TR minerals), hydrocarbon reservoirs (esp. when very thick) and coal resources.

BCU BABEŞ-BOLYAI UNIVERSITY LIBRARY

## EVAPORITE SYSTEMS

### Diagnostic criteria

▪ The lakes in desert areas, some beaches, some lagoons behind shoreface bars/ barriers or developed around coral reefs can be considered as restrictive (evaporite) microenvironments; here, the waters can become hypersaline, and precipitate associations of evaporitic minerals.

▪ The main evaporitic facies and, respectively, related processes are controlled by the solutions chemistry, salinity, their pH and Eh, climatic context and basin morphology; waters in these basins are mainly stagnant.

▪ There is a wide range of evaporitic facies, developed at different scales; they can be separated based on many criteria, and display very different features, as a result of various processes involved – either depositional or postdepositional (diagenetic).

▪ Mineralogically, the main evaporitic facies belong to: gypsum; anhydrite; halite; deliquescent salts.

▪ The typical evaporitic structures are rhythmic and nodular. However, mechanical structures can develop as well, genetically defining clastic evaporites.

▪ From the genetic point of view, evaporite facies are related to arid environments, in the following settings: *saline flats* (sandflats/ mudflats); *marine, shallow-water* (coastline) settings; *marine, deep-water* settings; and *continental.*

▪ The diagnostic facies for arid coastlines and flats are represented by: nodular aggregates of crystalline gypsum/ anhydrite (sometimes showing spectacular enterolithic and chicken-wire aspects) and dolomite (in sabkhas); crusts and hardgrounds, associated with parallel-laminated and/or clastic facies (in salinas) and cyanobacterial mats (*i.e.,* stromatolites) (in lagoons); alternations of precipitated and clastic evaporites and/or siliciclastics (in dry flats). The diagnostic bounding surfaces that form in these environments are marked by dessiccation cracks, dissolution, or erosion.

▪ In perennial, *marginal settings*, the diagnostic features include: in shallow-waters, crusts alternating with clastic facies (showing tractive features); and in deep(er) waters, alternations with cyanobacterial mats and fine clastics (muds) or carbonate facies (marking lower salinity conditions). Internally, sequences display particular bounding surfaces, marked by dissolution, erosion (in shallower settings), and sometimes by bioturbations and pelletal levels (in deeper ones).

▪ In *deep water basins* parallel-stratified evaporites alternating with non-evaporitic (siliciclastic, carbonatic) facies are very common in central/ distal part of the basin, while in marginal areas sequences with gravitationally- resedimented deposits (by gravity flows/ slides, turbidity currents) are diagnostic.

▪ In *continental models* the diagnostic facies/features are: nodular-crystalline aggregates and clastic evaporites (in saline flats); alternations of

BCU CLUJ / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

evaporite and clastic non-evaporite facies (in dry flats); evaporite crusts (in saltpans), interbedded with clastic facies (resedimented during floods). The diagnostic facies are marked by dessiccation cracks, dissolution, or erosion.

- Because of their diagnostic character the evaporite facies can reliably be used as paleoclimatic markers and/or in detailed lithostratigraphic correlations.
- Thick, vertically-stacked evaporite bodies have a plastic behaviour in postdepositional stages, during progressive burial or under stress; that's why differential loading and active tectonics can control formation of "highly-mobile" structures (*i.e.,* diapirs), complicating/affecting stratigraphic architecture.
- Amongst evaporite facies, halite, Ca–sulphates (gypsum/ anhydrite), Na–carbonate (trona), K–nitrate (Chile salpetrum), and some B– and Li- minerals are of economic importance.

## MARINE, SHALLOW-WATER SYSTEMS – CLASTIC SHELVES

- The shallow-water system, structurally superimposed on the shelfal area, lies between the coastal zone and the upper continental slope (depth: 20–200 m, usually).
- The facies quality and distribution is strongly controlled by the balance between inflowing fluvial/ alluvial dynamics, and basinal regime (fair-weather vs. storm; tides, currents, waves); an important role is the interplay between sea level changes, subsidence, and sedimentary rate.
- The main processes acting in these environments are physico-mechanical and biotic.
- The grain-size of the sediments generally covers categories from sands to fine sands, silts and muds; the mechanical structures are diverse, as generated by a wide spectrum of unidirectional, oscillatory and combined currents. For storm deposits hummocky cross-stratified deposits, associated with erosional structures like gutter casts, are diagnostic; herring bone, flaser- and lenticular- bedding define tidal deposits.
- Amongst diagnostic biotic structures, *Cruziana* (associated with muddy deposits) and *Skolithos* ichnofacies can be mentioned. The muds deposited in anoxic conditions may display *Zoophycos.*
- The 3-D architectures are variable; the coarse-grained (sandy) deposits are bars, dunes, mounds, ridges, etc., at different scales, while the fine-grained (silty-muddy) mainly develop as extensive sheets.
- The sequences are controlled by the balance between sedimentary rate, base level changes and basin hydrodynamics; F.U.S. types are usually retrogradational/transgressive, while C.U.S. are progradational/ regressive.

BCU CLUJ / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

▪ In facies models reconstructions several criteria should be considered, as many times shallow-water facies resemble coastal (shoreface) ones.

## MARINE, SHALLOW-WATER SYSTEMS – CARBONATE SHELVES

### Diagnostic criteria

▪ Carbonate sedimentation in shallow-water systems takes place on shelves, ramps and isolated platforms; shelves can be open or closed, and ramps display different slopes. Carbonate productivity inside "carbonate factory" is higher between $30^0$ N–latitude and $35^0$ S–latitude, in warm and (usually) arid climate.

▪ The facies diversity is controlled by the morphology of reef complex, sea-level changes and subsidence rate; across a carbonate platform several categories of facies ca be separated, *e.g.,* core-, flank-(marginal-external/internal), and lagoonal facies. The main biotic associations are represented by corals, rudists, bryozoans, stromatoporides, sponges, foraminiphera, algae, etc.

▪ Clastic facies are associated as well, very diverse in character and zoned (laterally and vertically). The coarse (gravelly) ones are frequently developed at the platform margins, while the fine ones are typical for central (deeper) areas.

▪ Sedimentary structures are diverse; the diagnostic structures are biotic (controlled by bioconstruction and algal bioaccretion), commonly associated with cementations-encrustations and/ or clastic (gradded-beddings, imbrications, massive).

▪ The petrotypes associated with carbonate platforms cover a large spectrum, from biolithites (boundstones) to clastic varieties (*i.e.,* calcirudites, calcarenites, calclutites). Of particular depositional importance are grainstone, packstone, wackestone and mudstone types, along with bafflestones, framestones and bindstones (*sensu* Dunham & Embry, 1962).

▪ Frequent alternations between different petrotypes results in a typical rhythmicity, notable at different scales; it is an effect of climatic cycles – of different orders – that controlled carbonate sedimentation on the shelves, and can be demonstrated by isotopic analyses ($^{13}C/^{12}C$, $^{18}O/^{16}O$).

▪ The 3-D architecture of reefal bodies (*e.g.,* barriers, athols, pinnacle-/ patch-reefs, mounds, etc.) is mainly related to depositional processes. The individual facies units are usually restricted, and lateral facies variations are sharp. Vertical variations – in sequences – are usually controlled by climatic (eustatic) factors and subsidence rate, and may reflect changes in accomodation space: shallowing-upward (*i.e.,* superposition of progressively-shallower facies) and deepening-upward sequences.

BCU CLUJ / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

## MARINE, DEEP WATER SYSTEMS

### *Clinoforms*

#### Diagnostic criteria

▪ The facies associations of clinoforms (*i.e.,* continental slopes) can have regional extension, being asymmetric in character; usually, they are narrow(er) and extend parallel to the shelf. The facies diversity is wide, as a function of various processes controlling sedimenation across these areas.

▪ The main source is the sediment in suspension or just deposited onto the shelf. The main depositional mechanisms are *en-masse* resedimentations. Liquefaction and fluidization processes can initiate gravity flows, of different rheologies, that can further transform/ evolve into stratified flows and even separate; deposition takes place by various mechanisms, *e.g. en-masse* freezing, frictional freezing, etc. Nepheloid currents can operate as well, depositing *contourites.*

▪ Granofacies types range widely; sometimes, a sorting of the main grain-sizes can be noted parallel to the principal flow direction. Many gravity flows are, however, poorly-/ very-poorly sorted (*i.e.,* debris-flows).

▪ The structures reflect the transport and depositional mechanisms, and range from massive (not organized) to organized (stratified); graded beddings are, many times, frequent.

▪ The petrographic types range from intraformational breccias/ conglomerates to diamictites, lithic sandstones, siltites, mudstones.

▪ The sequence types are different, as a function of the morphology of the slopes: progradational (C.U.S.) on normal, clastic slopes, and recessional (F.U.S.) on faulted slopes. Erosional surfaces can separate different events.

### *Fondoforms – turbidites*

#### Diagnostic criteria

▪ The piemont areas (*i.e.,* area situated at the base of continental slope, adjacent to abyssal plains) are, many times, the depositional loci for submarine (turbiditic) fans. As they grow-up from successive depositional events their 3-D architecture will be organized hierarchically; depositional units of Ist- IInd rank, 1 000s of m in thickness, correspond to "turbidite complexes" and "turbidite systems", respectively.

▪ The main source of sediment entrained in turbiditic sedimentation is the terrigenous material situated at the shelf edge and on the upper slope. The pelagic material is subordinate in these settings, and contributes only to distal sedimentation (*i.e.,* lobe fringe areas).

BCU "LUCIAN BLAGA" CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

▪ The depositional mechanisms in turbidite fan sedimentation are mainly controlled by: slope topography and gradient; turbidite fans feeder system; and sediment grain-size. The facies spectrum in turbidite fans will originate in gravity flow (s.l.) and turbidite currents (s.s.). acting in these settings.

▪ The grain-size of sediments varies in a wide range; based on dominant grain-size three facies models can be separated (Bouma, 2000): coarse-grained ("gravelly") turbidites; "sandy" turbidites; and fine ("muddy") turbidites.

▪ The physical-mechanical structures, strongly controlled by depositional mechanisms, range from massive (debris-flow types, related to viscous/ plastic flows) to those typical for (more) fluidal, turbulent, of Newtonian rheology (*e.g.*, graded, horizontally-stratified/ laminated, etc.); cross-bedded facies, associated with current ripples, have also been mentioned.

▪ The petrotypes in submarine fans are obviously clastic: conglomerates, lithic-/arkozic-/quartzose sandstones (acc. to source areas involved), graywackes; siltites and shales are more frequent in distal settings.

▪ Each depositional event leads to deposition of a particular architecture. In a submarine fan architectures like channels and lobes can be found associated in upper-, middle- or lower-fan areas; individual lobes can appear coalesced (*i.e.*, attached) or detached. Many times, facies associations (sequences) show a progradational (C.U.S.) trend in upper-fan settings, and F.U.S.in middle-/ lower-fans; however, stimulated progradation in (more) distal areas may result in C.U.S. trends as well.

▪ Coarse-grained turbidites, sandy turbidites, channel and channel-lobe transitional facies have a very good reservoir potential.

### *Fondoforms – abyssal plains*

#### Diagnostic criteria

▪ The topography of deep seas is dominated by abyssal plains, mid-ocean ridges developed along rift valleys, and trenches. The sediments accumulated in these areas will be extensively-developed but, comparatively, thinner. In the same time, sediments display many facies – from physical-mechanical processes to chemical and organogenic; contamination with endogenic products is also possible.

▪ The source of sediment are: pelagic, intrabasinal (biotic) particles; terrigenous (detritic) suspensions, transported here via buoyant plumes/ overflow currents, winds or glaciers; cosmic particles; and submarine volcanic emissions. The sedimentary rates are very low: mms/ 1 000 years.

▪ Deposition is aggradational, and takes place by suspension settling, chemical reactions in oxidic or reducing environments, and geobacterial processes. These processes interfere, and so generate, alternatively, rhythmic successions controlled by productivity, dillution or dissolution cycles.

BCU IASI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

- Genetically, the following facies categories can be distinguished: pelagites; hemipelagites; hydrothermal vents; and rhythmites.
- Deep sea sediments are fine (silts/muds); sometimes, large "exotic" clasts/ blocks can be found incorporated (dropstones/ erratic blocks, of glacial origin).
- The internal structures are mainly stratified (parallel lamination/ stratification).
- The bounding surfaces can be marked by diagnostic ichnofacies and hardgrounds.
- Petrographically, the unconsolidated sediments in deep seas belong to muds (red "clays", etc.), carbonate muds (Globigerina, etc.), chalks, siliceous muds (Radiolarians, Diatoms, etc.), sulphidic muds, metalliferous crusts, polymetallic nodules; their consolidated counterparts are: red/ black/ green, etc. shales, micrites, mudstones, cherts, etc.
- The rhythmites, deposited as shale-carbonate, marl-carbonate, chert-carbonate, etc. couples, are the most common facies. The smaller-scale sequences (*i.e.,* microsequences) usually display F.U.S. trends, and sometimes can be identified with diagnostic horizons (*i.e., condensed horizons*, related to an increase in accomodation space, during high stand/transgressive stand stages).

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

# INDEX


A

ablaţie, 157
*accommodation*, 13, 368
acreţie algală, 101
acreţie laterală, 104, 181
*aeolian ripples*, 280
afeliu, 35
agradare, 103
agregate cristaline, 99
alabastru, 305
albie majoră, 175
albie minoră, 175
*alluvial fan*, 176, 180, 196
alogen, 43
alunecări de teren, 131
alunecări interstratificate, 363
alunecări nestratificate, 362
aluviuni, 179
aluviuni bazale, 180
analiză de bazin, 14, 57
analiză secvenţială, 89, 106
analiză sistemică, 20
*angular conformity*, 33
*apron*, 360
arc magmatic, 51, 56
areale interdistributive, 264
argile bituminoase, 396
argile negre, 392
arie-sursă, 43
arii montane, 62
armături recifale, 346
astrobleme, 127
atoli, 347
avulsie, 258

B

*back reef*, 348
*backshore*, 273
*bafflestone*, 346
barcane, 144
bare de debuşare, 255
bare litorale, 276
bare ruditice, 185
*barrier beach*, 283
*barrier islands*, 282
*basin floor fan*, 30, 377
bazin de sedimentare, 38, 55, 58
bazin retroarc, 42, 51
bazine de conservare, 41
bazine de rift, 41
bazine oceanice remanente, 43
bazine orogenice târzii, 43
bazine post-depoziţionale, 57
bazine pre-depoziţionale, 57
bazine sin-depoziţionale, 57
*beach*, 282
*beach rock*, 280
*bed load*, 176
*bedforms*, 178
bermă, 273
*bindstone*, 345, 350
bioacumulare, 345
bioconstrucţie algală, 101
bioconstrucţie coralgală, 28
bioconstrucţie recifală, 101
bioconstruit, 345
biofacies, 25
bioherm, 350
biolitite, 350
biosecreţie minerală, 101, 341
biostrom, 350
bioturbaţie, 101
*birdseye*, 280
*black chimney*, 394
blocuri eratice, 162
*bottom currents*, 359
*bottomset*, 248
*bounding surfaces*, 181
*boundstone*, 345
*braid delta*, 241,
*braid plain delta*, 241
*braided*, 176, 191
*breaker/surf*, 274
breccia sării, 306
*brine pan*, 301
*bryomol*, 341
*buildup/shoal*, 274
*by-pass margin*, 357



B.C.U. „M. EMINESCU" IAŞI
GEOLOGIE-GEOGRAFIE

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

C

calcret, 254
calotă, 155
câmpie deltaică, 236, 264
câmpii, 62
câmpii mixte, 288
câmpii nisipoase, 288
canal de etiaj, 175
canal torențial, 200
canale, 183
canale abandonate, 190
canale distributive, 264
canale și microdelte tidale, 285
CCD - *Carbonate Compensation Depth*, 340
centuri orogene, 39
*channel*, 175
*channel bars*, 179
*channel lag*, 179
chemofacies, 25
chert-uri, 386
*chicken-wire*, 315
chloralgal, 342
chlorozoan, 342
ciclon, 66
ciclothem, 123, 124
ciclu de diluție, 385
ciclu de disoluție, 385
ciclu de productivitate, 385
ciclu eustatic, 123
ciclu galactic, 123
ciclu orbital, 123
cicluri de „termen lung", 123
cicluri de „termen scurt", 122
circulația atmosferei, 65
clastofacies, 25
clastogeneză, 22
climă, 63
climă caldă, 64
climă rece, 64
climă temperată, 64
clinoforme, 356
*coarsening-up sequences*, 31
coesit, 128
*collapse depressions*, 258
*complex recifal*, 349
complexe lagunare, 285
complexe tempestitice, 289
complexe turbiditice, 366, 372, 373
complexul insulelor-barieră, 282
con de bazin, 112, 368
con de dejecție, 196, 176
*condensed section*, 114
con de taluz, 113, 368
*continental rise*, 356
conturite, 364
conuri de crevasă, 190, 254
conuri turbiditice, 367
coraziune, 141
cordoane tidale, 289
cortegii sedimentare, 106, 109
cortegiu de mare înaltă, 111
cortegiu de mare joasă, 112
cortegiu de șelf marginal, 114
cortegiu transgresiv, 113
coset, 24
covor de tracțiune, 142
cratere de impact, 145
craton, 38
craton interior, 50, 56
creste/bare tidale, 289
crevasse spalz, 254
cretă, 388
cuplu, 29
curenți de contur, 359, 361
curenți de densitate, 322
curenți de fund, 359
curenți de retur, 279
curenți de turbiditate, 361
curenți direcționali, 278
curenți geostrofici, 322
curenți haloclini, 359
curenți litorali, 278
curenți mareici, 322
curenți oceanici, 322
curenți termoclini, 359
curenți turbiditici, 361
curgeri coezive, 94, 360
curgeri concentrate, 361
curgeri dense hiperconcentrate, 96
curgeri gravitaționale, 93, 189
curgeri hiperconcentrate, 95, 361
curgeri mâloase, 258
curgeri necoezive, 361
curgeri turbiditice, 95
cursuri anastomozate, 176, 195
cursuri drepte, 177, 195
cursuri împletite, 176, 191
cursuri meandrate, 176, 192
cutremure, 130

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

D

dealuri, 62
debit în suspensie, 176
debit mixt, 176
debit solid, 176
*debris avalanches*, 96
*debris flow*, 95, 190, 364
*deep desicated*, 310
*deep water delta*, 266
deflaţie, 141
Delta Dunării, 260
Delta Gilbert, 247
*delta plain*, 236
*delta slope*, 236
*delta-front*, 236
deltă comună, 237, 254
deltă emersă, 236, 259, 269
deltă submersă, 236
delte „dominate" de fluviu, 236
delte „dominate" de maree, 236
delte „dominate" de valuri, 236
delte comune, 256
delte de progradare, 236
delte de şelf, 245
delte de taluz, 246
delte de transgresiune, 236
delte grosiere, 241
depresiuni de colaps, 258
detritic, 43
diamictite, 160, 360
diapire mâloase, 258
diasteme, 33
*disconformity*, 33
*distributary channels*, 254
*distributary mouth bars*, 255
dolomit, 344
domeniu abisal şi hadal, 382
domeniu continental, 15, 137
domeniu marin - oceanic, 15, 317
domeniu neritic, 318
domeniu pelagic, 382
*draa*, 148
draperii de nisip, 145
*dreikanter*, 141
*dropestone*, 169
drumlinuri, 165
*dry mud flat*, 301, 311
dune, 144
duricruste, 254

E

*ebb*, 278
*ebb-delte*, 283
efect de seră, 68
*ephemeral saline lake*, 301
elemente arhitecturale, 181
elemente thalasofile, 383
elemente thalasogene, 383
endolistolite, 362
englaciar, 156
eolianite, 145
*eolian ripple*, 146
epeiric, 319
epicentru, 130
epilimnion, 215
episod depoziţional, 105
epoci orogene globale, 71
erg, 144
eskere, 165
estuare, 385
eustatism şi oscilaţii de nivel, 78
eustazie, 78
euxinic, 384
evaporite, 296
evaporite de apă adâncă, 302
evaporite de apă puţin adâncă, 301
*evaporite flat*, 301
eveniment depoziţional, 104
evenimente ciclice, 118
evenimente disciclice, 118
exaraţie, 160
excentricitatea orbitei, 36
exolistolite, 362

F

facies, 23, 25
facies descriptiv, 25
facies interpretativ, 28
facies sedimentar, 23
*facies-tracts*, 372
faciesul „argilelor roşii" pelagice, 387
faciesul cu noduli polimetalici, 390
faciesul mâlurilor cu sulfuri, 393
faciesul mâlurilor organogene (*ooze*), 387
faciesul mâlurilor silicioase, 389
faciesuri de câmpie abisală, 377
faciesuri de canal, 374

BCU CLUJ CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

faciesuri de lob, 376
faciesuri de salinitate, 340
faciesuri evaporitice, 296
faciesuri hemipelagice, 382
faciesuri lagunare, 346
faciesuri mixte canal-lob, 375
faciesuri pelagice, 382
*fan delta*, 197, 209, 237, 242, 273
fanglomerate, 154
faze orogene, 71
fericret, 147
*fining-up sequences*, 31
*firn*, 158
*flaser*, 328
*flash floods*, 189
fliş, 39
*flood plain*, 180
*flood plain alluvial plain*, 175
*flood-delte*, 283
*flooding surface* – FS, 111
*fluvial fans*, 202
flux, 278
fondoforme, 382
foramol, 341
*fore reef*, 346
*foreset*, 248
*foreshore*, 273
forme de acumulare, 175
forme de eroziune, 175
forme de fund, 178
forţe „Coriolis", 322
forţe exogene, 19
forţe interne, 19
*framestone*, 345
front deltaic, 255
frontul deltei, 237, 257
fundament ridicat, 51

G

geluri, 99
gheaţă cristalină, 158
gipcret, 150
glaciaţiune cuaternară, 170
glaciaţiuni şi interglaciaţiuni, 74
glacio-fluviatil, 163
glacio-lacustru, 163
glacio-marin, 163
grad de împletire, 176
*grain flows*, 364
granoclaste, 43
granofacies, 25
*gravel bed rivers*, 191
*gravity-flow fans*, 198, 360
grinduri, 179
grosime critică, 158
*gutter cast*, 324
*gytja*, 223

H

hamade, 138
*hardground*, 102, 388
hazarde naturale, 126
hemipelagite, 377, 385
*herring bone*, 285, 324
hialoclastite, 388
*high stand*, 79
hiperpicnal, 235
hipersalin, 296, 340
hipocentru, 130
hipolimnion, 215
hipopicnal, 235
holarhie, 21
holon, 21
homopicnal, 234
HST – *Highstand Systems Tract*, 111
hornuri mineralizate, 394
hurican, 66
*hydrothermal vents*, 394

I

ihnogenuri, 328
impact meteoritic, 127
*incisive valley*, 113
indicator al maturităţii, 46
indicatori de poziţie, 49
indicatori de proveniență, 45
indicatori termobarici, 47
*inlandsis*, 155
insule-barieră, 282
interdune, 144
*intersection point*, 196
intertidal, 274
intervalul fosă-arc, 42
intraglaciar, 156
inundaţii, 133

BCU CLUJ / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

K

kame, 165
*knoll reef*, 349

L

lamină, 23
laminite, 303
*landslide*, 359
laterit, 73
*levee*, 179, 190
limb de agradare, 111
limb de progradare, 112
limite erozionale, 32
limite nete, 32
linia țărmului, 32
litoclaste, 43
liton, 23
*load casts*, 363
*low stand*, 79
*lower offshore*, 319
*lowstand wedge*, 113
LSE – *Lowstand Surface of Erosion* , 111
LST – *Lowstand Systems Tract*, 111, 112
luncă, 175
lysoclină, 384

M

markeri paleoclimatici, 73
mâluri carbonatice, 387
mâluri cu baritină, 394
mâluri cu diatomee, 389
mâluri cu radiolari, 389
mâluri cu sulfuri, zeoliți și baritină, 393
mâluri cu sulfuri, 398
mâluri organogene, 386
mări epicontinentale, 319
*meandering*, 176, 192
megaciclu, 123
megaforme, 60
megaondulații, 144
megathem, 123
melange, 392
mezopicnal, 234
MFS – *Maximum Flooding Surface*, 111
microforme, 60
mișcări epirogenetice, 90
mișcări eustatice, 78
*mixed flats*, 288
*mixed load*, 176
mixtite, 160
modele stratale, 30
modelul „sabkha", 311
modelul bazinelor evaporitice deschise, 308
modelul clastic, 364
modelul exhalit, 353
modelul Exxon, 109
modelul mediteranean, 310
molasă, 39
morene, 160
morfofacies, 25
*mud diapirs*, 258
*mud flow*, 258
*mud mounds*, 348
*muddy conturites*, 364
*mudflat*, 300
*mud-rich systems*, 369
*multiple source ramps*, 369
munți, 62
muson, 66

N

nebulozitate, 69
nivel de bază, 55, 81
nivelul mării, 81
nivelul zăpezilor veșnice, 155
noduli polimetalici, 386, 390, 396
*non-conformity*, 33
nutație, 35

O

oblicitatea eclipticii, 36
oligohalin, 340
oligotaxic, 77
olistolite, 360, 362
olistostrome, 362
ondulații eoliene, 146
ordine de precipitare, 298
orizonturi de condensare, 111, 388
orogen de tip andin, 39
orogen de tip arc insular, 39
orogen de tip himalayan, 39
orogen reciclat, 52
*overbank*, 175, 188
*oxbow lake*, 193

BCU MIHAIL KOGĂLNICEANU UNIVERSITY LIBRARY

P

panta deltei, 236
pânză torențială, 201
pânze laminate, 189
paraciclu, 123
*paraconformiy*, 33
parasecvență, 108
*patch reef*, 349
pavaj de deflație, 141
pavaj de deșert, 143
pelete morenice, 173
*perennial lake*, 301
perihalin, 35
perioade glaciare, 74
periodite, 121
permafrost, 76, 170
petrofacies, 25, 27
petrologie comparată, 48, 49
piemont oceanic, 356
pietrișuri lobate, 200
*pinacle*, 349
*placers*, 208
plajă, 282
plajă emersă, 273
platformă deltaică, 236
platforme, 38
platforme izolate, 347
*playa*, 147, 154, 310
*point bar*, 179, 187
*point source*, 369
poldere, 82
poli magnetici, 69
politaxic, 77
potențial de creștere, 347
potențial de generare, 348
povârniș continental, 356
prag de saturație, 297
precesia echinocțiilor, 35, 79
principiul lui van't Hoff, 298
prismă de progradare, 113
procese geobacteriene, 101
prodeltă, 237, 258, 260
productivitate carbonatică, 339
proglaciar, 156
progradare, 103
provincie distributivă, 43
punct de inflexiune, 79

R

rampe, 339, 347
râpă de desprindere, 132
rata mișcărilor eustatice, 80
rată de eroziune, 102
rată de generare, 102
rată de sedimentare, 102
*red beds*, 72, 193
reflux, 278
reg, 138
regimul precipitațiilor, 64
regresiune, 83
relief carstic, 354
relief terestru, 60
*rip channels*, 276
*rip currents*, 278
ritmicitate, 120
ritmite, 121, 385, 388
*river delta*, 237, 254
*roches moutonees*, 160
*rock fall*, 360
*rollfront*, 211
*rotational slides*, 258

S

sabkha continental, 139
sabkha de coastă, 280
*salinas*, 147
*saline mud flat*, 301
salinitate, 221, 340, 383
salmastru, 340
*saltpan*, 311
*sand patches*, 333
*sand ribbons*, 289, 332
sandre, 165
*sandstone provenance*, 53
*sandy conturites*, 364
*sand waves*, 289
sapropelite, 386, 392
sarcină de fund, 176
SB1, 109
SB2, 110
secvență depozițională, 109
secvență progradă, 31, 86

BCU ALBA CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

secvenţă retrogradă, 31, 87
secvenţă virtuală, 30
secvenţe de facies, 29
secvenţe turbiditice, 373
sedimentare ciclică, 118
sedimentare disciclică, 118
sedimente asociate hotspoturilor, 394
sedimente autigene, 386
sedimente hemipelagice, 386
sedimente palimpseste, 323
sedimente pelagice, 386
sedimente relicte, 323
sedimentele foselor, 392
*sequence boundary* , 109
serie sedimentară, 30
serir, 138
sesil, 341
set, 24
*shallow perennial lake*, 301
*shallow water*, 301
*shallow water delta*, 240
*shallow water evaporites*, 302
*sheet flood deposits*, 201
*shelf break*, 115
*shoreface*, 273, 291
*sieve deposits*, 200
sinuozitatea traiectului, 176
sistem depoziţional, 14, 23
sistem fluviatil, 174
sistem lagunar, 296
sistem natural, 21
sistem neritic, 318
sisteme amfidromice, 322
sisteme batiale, 356
sisteme depoziţionale, 14
sisteme turbiditice, 373
sistemul şelfului, 318
*slide deposits*, 200
*slides*, 360
*slope fan*, 113, 368
*slump*, 360
*slurry deposits*, 364
*smoker chimney*, 395
SMST – *Shelf Margin Systems Tract*, 114
spaţiu de sedimentare, 55
spaţiu disponibil, 55, 106
spinări de berbec, 160
*spit platform*, 285
*spring tide*, 278
stagii turbiditice, 373
stishovit, 128
*storm deposit*, 289
*straight*, 177, 195
strat, 23
stratal pattern, 115
stratigrafie secvenţială, 14
*stream channel deposits*, 200
*stream flood deposits*, 200
striuri glaciare, 160
*stromatactis*, 348
stromatolite domale, 303
structofacies, 25
structuri enterolitice, 305
subglaciar, 160
subsistemul fondoformelor, 382
subtidal, 275
suită sedimentară, 23
superciclu, 123
suprafaţă de alunecare, 132
suprafaţă de inundare marină, 111
suprafaţă de transgresiune, 111
suprafaţă maximă de inundare, 111
suprafeţe de eroziune marină, 111
suprafeţe de inundare, 111
supraglaciar, 160
supralitoral, 273
supratidal, 274
*suspended load*, 178
*swash*, 274, 275
systems tracts, 88, 109

Ş

şelf, 339
şelf barat, 319,
şelf deschis, 319
şelf extern, 319
şelf intern, 319
şelfuri carbonatice, 320, 339
şelfuri clastice, 320
şelfuri de agradare, 322
şelfuri de progradare, 322
şelfuri de transgresiune, 322
şelfuri dominate de furtuni, 319
şelfuri dominate de maree, 319
şelfuri dominate de valuri, 319

T

taluz, 357
talveg, 175
tectofacies, 49
tempestite, 289

BCU CLUJ / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

terigen, 43
*terminal fans*, 202
termoclastie, 141
*terra-rossa*, 73
*tidal channels*, 282
*tidal flats*, 287
tidalite, 279
*till*, 160
timp de rezidenţă, 383
*topset*, 248
transgresiune, 83
TS – *Transgressive Surfac* , 111
TST – *Transgressive Systems Tract*, 113
tsunami, 130, 380
turbidite bazinale, 377

## Ţ

ţărmuri (coaste) disipative, 276
ţărmuri (coaste) reflective, 276
ţărmuri înalte, 272
ţărmuri joase, 272

## U

ued, 139
*unconformity*, 37
unitate de facies, 92
unitate depoziţională, 23
unităţi de orogen, 44
unităţi de platformă, 44
*upper offshore*, 319

## V

vagil, 341
valuri de furtună, 277
valuri de nisip, 289, 333
valuri normale, 276
varve, 121
variaţii climatice, 67
vânturi, 65
vulcanism, 128

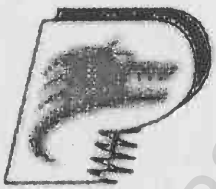
## W

wadi, 139, 146
*washover*, 283
*water escape*, 363
*white chimney*, *394*

## Z

zeoliţi şi baritină, 394
zonalitate climatică, 67
zonă de colaps a valurilor, 274
zonă de înălţare a valurilor, 274
zonă de spălare a ţărmului, 274
zonă disfotică, 341
zonă fotică, 341
zonă hadală, 382
zone de coliziune, 43
zone de convergenţă, 41
zone de expansiune, 40

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY



**PETROM**

Membru OMV Grup

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Prof. univ. dr. Nicolae Anastasiu, membru corespondent al Academiei Române, este titularul cursurilor de Sedimentologie și Sisteme depoziționale, adresate studenților de la Facultatea de Geologie și Geofizică a Universității din București. A predat mulți ani și cursul de Petrologia rocilor sedimentare, tipărit la Editura Tehnică în anul 1988. A publicat peste 30 de cărți și 80 de articole științifice. A fost Președintele Societății Geologice a României (2000–2006) și șef al Catedrei de Mineralogie (1992–1996, 2004–2005). Este directorul Școlii doctorale de Geologie din Universitatea București și profesor asociat la Universitatea Babeș-Bolyai din Cluj-Napoca.

Dr. Marius Popa, membru al corpului profesoral al Catedrei de Mineralogie a Universității din București (1994–2002), titularul cursului de *Sisteme depoziționale și metalofaciesuri sedimentare*, a condus lucrările practice de *Sedimentologie*, *Petrologie sedimentară* și *Rezervoare de hidrocarburi*. Specializat prin cursuri postdoctorale (Analiză de bazine) la University of Pretoria, Africa de Sud (2002–2004). În prezent lucrează în Marea Britanie ca Senior Geologist și desfășoară activități private de consultanță în geologie. Este membru IAS și membru asociat al Societății Geologice a României. A publicat 15 articole științifice și este coautor la două cărți.

Asist. univ. Dumitru-Relu Roban, cadru didactic la Facultatea de Geologie și Geofizică a Universității din București, conduce lucrările de laborator pentru disciplinele *Sedimentologie*, *Petrologie sedimentară* și *Sisteme depoziționale*. Este membru al Centrului de Cercetare Lythos al Universității din București și al Asociației Internaționale a Sedimentologilor. Are publicații în domeniul analizei și modelelor de facies. Își finalizează teza de doctorat care are ca obiectiv evoluția sedimentară a depozitelor oligocene din Depresiunea Getică.

***Sistemele depoziționale*** se referă la marile domenii de sedimentare și la produsele pe care acestea le cuprind; ele reprezintă gazde pentru rezervoare de hidrocarburi, pânze acvifere, acumulări de cărbuni și concentrații de minerale utile metalifere și nemetalifere.

În căutarea acestor resurse și într-o mai exactă apreciere a potențialului lor valoric se află, de fapt, interesul pe care lumea geologică l-a acordat și îl acordă *sistemelor depoziționale*.

BCU IAȘI

9 789732 716236